上扬子板块西部边界地区构造演化

TECTONIC EVOLUTION ON THE WESTERN BORDER AREA OF UPPER YANGTZE PLATE

雷永良　李本亮　陈竹新　石昕　张朝军　著

石油工業出版社

责任编辑：马新福
责任校对：王　蕾
封面设计：张　娜



定价：48.00元

本书由国家重大专项（批准号：2008ZX05003-001）/国家自然科学基金项目（批准号：40702035）联合资助

上扬子板块西部边界地区构造演化

TECTONIC EVOLUTION ON THE WESTERN BORDER AREA OF UPPER YANGTZE PLATE

雷永良　李本亮　陈竹新　石　昕　张朝军　著

石油工业出版社

内 容 提 要

本书介绍了上扬子板块西部边界地区在特提斯构造域体制和青藏高原隆升体制下，古生代和中生代的构造演化和沉积作用及新生代的构造运动，最后介绍了该区的油气地质特征。

本书可供地质、构造专业的研究人员参考。

图书在版编目（CIP）数据

上扬子板块西部边界地区构造演化/雷永良，李本亮等著.
北京：石油工业出版社，2010.12
ISBN 978-7-5021-7912-0

Ⅰ.上…
Ⅱ.①雷…②李…
Ⅲ.地质构造-研究-华东地区
Ⅳ.P548.25

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2010）第 140418 号

出版发行：石油工业出版社
（北京安定门外安华里 2 区 1 号　100011）
网　址：www.petropub.com.cn
编辑部：（010）64523544
发行部：（010）64523620
经　销：全国新华书店
印　刷：石油工业出版社印刷厂

2010 年 12 月第 1 版　2010 年 12 月第 1 次印刷
787×1092 毫米　开本：1/16　印张：11.75
字数：226 千字　印数：1—1300 册

定价：48.00 元
（如出现印装质量问题，我社发行部负责调换）

序

上扬子板块西部边界地区的克拉通及其被动大陆边缘沉积是中国天然气勘探的主战场之一，毗邻隆升的青藏高原东缘，也是当前陆内构造变形研究的热点和焦点地区。上扬子地区是中国天然气勘探和开发最早的盆地，现今勘探的需求已不仅仅局限于研究和认识盆地内部和浅层，更需要关注早期沉积的深层克拉通及其被动大陆边缘盆地。探讨上扬子西部地区的构造—沉积边界和新生代构造演化特征关系到勘探领域的进一步拓展问题。

《上扬子板块西部边界地区构造演化》一书基于上扬子板块西部地区古生代—早中生代特提斯构造域的构造—沉积特征和新生代陆内变形的构造演化两方面开展了系统分析和总结。从特提斯构造域、被动大陆边缘和环青藏高原盆山体系的视角探索了扬子板块西部边界的学术思想和科学含义。既深化了上扬子西部边界板块构造地质理论，也为龙门山前陆盆地的基础地质研究奠定了认识基础，提出了扬子板块西部边界的板块构造演化模式、大陆动力学背景和陆内构造变形的时空关系。

本书的作者是一群富有创新精神的青年地质研究者。该书既承载了构造地质学已有的历史传统，也兼容了油气构造地质发展的大胆创新，在继承中有发展，在综合中显独见，在探索中求新意。该书对深入分析上扬子板块西部边界的地质基础、拓展油气勘探视野均有理论和实践意义。

中国科学院院士

贾承造

2010 年 12 月

(2008ZX05003-001）和国家自然科学基金“川西地区中、新生代构造—热演化史研究”(40702035）项目资助下完成。研究工作和书稿编写得到了中国石油股份公司贾承造院士的大力支持和悉心指导，他以超前的科学洞察力给予我们科研思维上的启发，在此表示衷心感谢！感谢中国科学院地质与地球物理所钟大赉院士对本项研究的指导和帮助；感谢中国石油勘探开发研究院魏国齐教授、张水昌教授、宋岩教授对本书出版的支持；感谢北京大学郭召杰教授，浙江大学肖安成教授和陈汉林教授，南京大学贾东教授的热情指导。中国石油勘探开发研究院闫继红同志和石油工业出版社马新福编辑为本书出版付出了大量心血，一并致谢。

由于笔者水平有限，书中诸多不妥或错误之处，敬请读者批评指正。

前　言

上扬子板块西部边界地区经历了复杂的构造演化过程。该地区古生代—中生代与特提斯构造域的演化关系密切，克拉通内部及被动大陆边缘接受了巨厚的沉积；新生代以来，青藏高原的隆起和克拉通边缘的改造，该地区卷入环青藏高原盆—山体系的陆内变形，导致了上扬子板块西部边界的地质构造特征复杂，对构造演化过程的认识也尚存一些分歧。上扬子板块是中国油气勘探的重要战略接替领域之一，本书试图结合上扬子板块西部边界地区构造域体制的转变，从区域上探索不同时期的边界构造演化特征，探讨新生代以来在青藏高原隆升体制下的构造运动格局，以期对上扬子板块西部地区油气勘探提供进一步的地质认识。

本书在前人研究基础上，通过地质和构造分析系统总结了上扬子板块西部地区被动大陆边缘沉积体系的发展和演化特征，结合年代学研究构建了研究区新生代构造演化的基本格局。本书以特提斯构造域和环青藏高原盆—山构造域的发展演化为研究主线，主要认识如下：

（1）通过上扬子板块西部地区的基底结构和岩石圈特征分析，认为上扬子板块的基底自显生宙以来由于多期板块构造聚—散过程导致其被不同时期构造边界分割，形成多个地块组成的微大陆。重、磁异常显示构造边界存在不同时期、不同深度和不同规模的叠加作用，导致横向上的不均衡性和纵向上的分层性，研究区由此孕育了新生代构造边界的深部动力学背景。

（2）特提斯构造域体制决定了上扬子板块西部边界地区晚震旦纪—早中生代的海相克拉通—被动大陆边缘为特色的沉积体系，构造边界具有随不同时期洋盆演化总体向克拉通方向迁移更新的特征。晚印支期，随着古特提斯构造域演化阶段的结束，被动陆缘和克拉通边缘转化为周缘前陆盆地，上扬子板块西部地区发育陆相沉积体系。

（3）青藏高原碰撞—隆升的构造体制决定了上扬子板块西部地区新生代的构造演化以陆内变形的迁移和扩展为特征，表现为边界构造带在不同碰撞阶段的大规模走滑和逆冲—冲断构造变形，并在一定程度上造成区域上的新生代构造活动格局的南、北差异，或者说是南西西—北东东差异。

（4）特提斯构造域体制奠定了上扬子板块西部地区古—中生代海相被动大陆边缘沉积盆地油气成藏的物质基础，但在青藏高原碰撞—隆升体制下，新生代南强北弱、西强东弱的构造活动格局制约了盆地的构造—热体制，决定了油气藏改造与保存条件。一定程度上，它也限制了研究者对上扬子板块西部地区被动大陆边缘油气地质的深入认识。

本书在国家重大专项下属课题“中西部前陆盆地构造地质与沉积储层特征”

目　　录

第一章 绪　论

扬子板块是一个略呈东西向、横亘于我国南方广阔地带的构造单元，总面积近百万平方千米。其台缘和台内坳陷其中有以碳酸盐岩为主的巨厚的古、中生代海相沉积岩系，生油物质基础雄厚，发育有多层系生储盖组合，其生油气量和资源量相当可观，且油气显示较普遍，具备形成大中型油气田的客观条件（陈焕疆和邱之俊，1988），是中国南方油气勘探的重要领域。

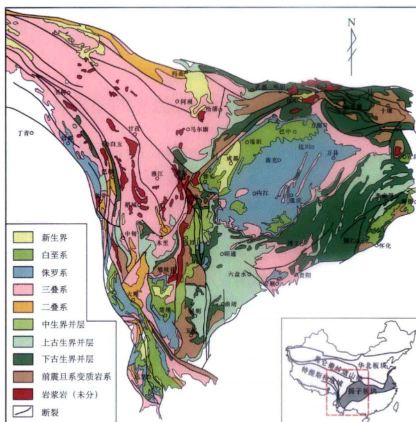


图 1-1　上扬子板块西部地区地质略图

在上扬子地区（图 1-1），除四川盆地外，滇、黔、桂地区的找油气工作，从 20 世纪 50 年代至今未曾中断过。四川盆地是中国天然气的工业基地，具有丰富的石油和天然气资源，“三次资评”结果指出盆地天然气总资源量达 $53477.4\times10^8m^3$。它是中国油气资源勘探和评价的战略发展基地之一（罗志立，1997；高瑞祺和赵政章，2001；赵文智和何登发，

2002；马力等，2004；翟光明和何文渊，2005；贾承造，2005，2006；魏国齐等，2005；沃玉进等，2006；肖开华等，2006）。

近年来，随着研究和勘探工作的不断开展，盆地深层的中下组合成为关注的重点。贾承造（2006）指出，研究中下组合就是研究沉积盆地的克拉通部分，克拉通的范围通常要比依据中、新生界沉积划分的盆地范围大得多。上扬子板块克拉通及其边缘沉积是中国油气勘探的重要战略接替领域之一。但在上扬子板块西部地区，印支期—新生代以来，由于克拉通边缘的改造和青藏高原的隆起，导致了上扬子板块西部的边界特征不清晰。而以盆山界线或相邻构造带所界定的上扬子克拉通勘探边界的认识也使得四川盆地以西的油气地质研究相当薄弱。这在一定程度上不利于重建上扬子板块地区完整的构造演化历史，也不利于构建上扬子板块西部地区油气勘探的全景认识。因此，探讨上扬子板块西部地区边缘的改造、演化历史，研究其边界地区的沉积作用和新生代构造演化，对油气勘探前景的进一步认识具有重要的意义。

第一节　上扬子板块西部边界的差异认识

关于上扬子板块西部边界的界定，长期以来研究上存在较大分歧。早年的研究把龙门山—大巴山深断裂定为扬子西缘—北缘深断裂，分隔开扬子地台和秦岭地槽，龙门山断裂向西南延伸穿过康滇地轴北端构成地轴之西界（黄汲清等，1974）。近年来，随着地质和深部地球物理资料的充实，红河、安宁河、龙门山等断裂被认定为岩石圈深大断裂。一些研究者也因此认为，红河、龙门山断裂一带是扬子板块西部的重、磁异常的梯级带，反映岩石圈厚度的陡变，且具有切割莫霍面的特征，可作为构造分区的界线（程裕淇，1994；王椿镛等，2002；马力等，2004；钟锴等，2005）。在地质上，程裕淇（1994）认为龙门山断裂在中元古代为大洋与东侧火山弧的结合带，在二叠纪—三叠纪可能是调整西部巴颜喀拉弧后盆地中诸裂谷系活动的强烈扩张区和扬子稳定陆块之间的一条转换断层；刘肇昌等（1996）认为应将龙门山—安宁河岩石圈断裂视为元古宙扬子区的西部边界，其西部广泛出露的前震旦系是外来的或自大陆裂离又增生的地体；王二七等（2001）认为，龙门山中的汶川—茂汶断裂具有协调古特提斯海和华南地块之间相对运动的转换断层性质，在印支早期（早三叠世）协调松潘—甘孜特提斯洋盆沿甘孜—理塘俯冲带向义敦岛弧带之下消减，在印支晚期（晚三叠世—早、中侏罗世）协调松潘—甘孜三叠纪复理石带的缩短，形成松潘—甘孜三叠纪复理石带和龙门山的变形。据此理解的龙门山断裂带似乎应视为上扬子板块西缘的转换边界。汪泽成等（2002）认为，龙门山、城口、安宁河等断裂都是发生在晋

宁期的深断裂，长期以来龙门山断裂两侧的沉积建造和地层厚度都有着明显的差异，因此是划分扬子准地台与西北侧松潘—甘孜地槽区的边界断裂。

然而，有研究者指出，上扬子板块的西界过去划在龙门山和“康滇地轴”一带，但根据一些研究资料，其界限应向西北方向扩展（陈焕疆和邱之俊，1988）。林茂炳（1994）提出，龙门山推覆构造带陆内造山的机制与区域性的板块构造活动密切相关，喜马拉雅期是其就位、造山的主要时期。特提斯构造带在青藏板块活动的影响下推覆于原扬子板块之上，在龙门山构造带构成了叠置关系，从而掩盖了扬子板块的真正西部边界，扬子区域的真正褶皱基底至少在现今黑水至道孚一带，西北可至昆仑山一带（林茂炳，1994）。随后的研究也发现，龙门山南段的宝兴杂岩、宝兴复背斜及龙门山中段的彭灌杂岩是多个冲断构造岩片组成的无根推覆岩块，其根带是康定杂岩原来的顶部（宋鸿彪和刘树根，1991；林茂炳，1995）。而在盆山边界上，四川盆地西部的龙门山推覆构造带仅在地形上具有上扬子板块西部与青藏高原东缘或松潘—甘孜构造带的分界特征。

崔军文等（2006）认为，由于青藏高原的边界具有扩展性，其东缘由龙门山、小江—安宁河断裂带构成的结合带是青藏高原与扬子地块的构造边界，兼有逆冲和走滑双重扩展性质。而形成于印支—燕山期陆陆碰撞的龙门山—锦屏山，主体的造山隆升期在新生代（颜丹平等，1997）。这意味着，龙门山、小江—安宁河断裂带明显具有新生代构造边界的色彩。

上扬子板块西部边界的观点分歧实质上关系到与四川盆地相邻的西部松潘—甘孜地区的板块归属问题。但对这一问题的认识也同样观点纷呈。

松潘—甘孜地区以拥有巨厚的三叠系复理石沉积为特征。Sengor（1984）视松潘—甘孜复理石地体为古特提斯洋壳基底上的弧前盆地；俞如龙等（1989）将其视为华力西晚期（泥盆纪）以来，以澜沧江—双江断裂带为北界的古特提斯洋三江弧的弧后盆地以陆壳为基底的边缘海；Yin 和 Nie（1993），Busby 和 Ingersoll（1995）和张雪亭等（2005）认为松潘—甘孜具有残留洋盆沉积性质；张以茀等（1994）则将其划入三叠纪内陆海盆地；杨宗让（2002）认为松潘—甘孜是古特提斯洋晚石炭世—晚三叠世（C_3—T_3）时期向北俯冲过程中，在弧沟间隙之间增生而发展在冈瓦纳大陆北缘的一个大型弧前盆地，但他所描述的金沙江缝合带的消减俯冲极性与莫宣学等（1993）的研究认识相矛盾。

此外，任纪舜和肖黎巍（2004）认为，松潘—甘孜是一个晚二叠世—三叠纪（浊积岩）裂陷盆地，是特提斯洋裂陷初期的产物，但这一浊流盆地则是奠基在劳亚大陆南缘之上。王二七（2004）则提出，松潘—甘孜复理石盆地可能是发生在扬子地块与华北地块之间的大型前新生代侧陆盆地，其物源可能来自古生代末—中生代初碰撞的秦岭—大别山地

区（Yin 和 Nie，1993；Nie 等，1994）。

一些研究者提出松潘—甘孜应归属于扬子大陆的认识。罗志立（1983）认为，松潘—甘孜复理石地体是华力西—印支运动期扬子古板块向东漂移，而在其后缘（西缘）拉张形成的晚二叠世—早三叠世的边缘海；张渝昌等（1989）认为，龙门山以西的大片三叠系褶皱层之下、松潘—阿坝地区外缘断裂带或缝合带上的古生代沉积均具有与扬子地区台地相沉积的特征，标志着它们原来都是扬子台地（四川盆地）向西延伸的部分；许志琴等（1992）认为，松潘—甘孜复理石地体的主体构筑在扬子地块西缘的被动陆缘之上，由于印支期扬子陆块向西和向北的双向斜向大陆俯冲，在构造上松潘—甘孜造山带的山链显示自北向南和自西向东岩片叠置的“双向极性”；殷鸿福等（1992，1997）认为，松潘、甘孜至可可西里的大片地区原属于华南板块，在二叠纪可能为大片碳酸盐岩台地，但三叠纪发生裂陷—坳陷作用，其中的复理石沉积为古特提斯闭合和昆仑山造山后剥蚀搬运的浊积扇，与恒河地区的孟加拉湾相似。此外，依据基础的地质和地球物理资料，大量的相关讨论也在构造演化、沉积和地球物理特征等方面展开（罗建宁，1992；刘训等，1992；段吉业和葛肖虹，1992，2005；蔡立国等，1993；侯立玮等，1994；杨逢清等，1994；庞存廉等，1996；许士进等，1996；葛肖虹和刘俊来，2000；潘桂棠等，2004；张国伟，2004；胡健明等，2005；赵志丹等，2005；高锐等，2006；雷裕红等，2006；赵永久等，2007）。

近年来，一些研究者基于地层层序研究、沉积重建和沉积物物源分析，提出松潘—甘孜的三叠系复理石沉积为叠加在扬子板块上的周缘前陆盆地（潘桂棠等，1997；张以茀等，1997；徐强等，2003；李继亮等，2007；闫臻等，2007），其浅部和深部构造都以冲褶席为特征（李继亮等，2007）；三叠纪不同阶段的沉积作用在不同地区形成不同相（张以茀等，1997；闫臻等，2007；孟庆任等，2007）；反映浊流沉积的鲍马层序虽然普遍存在，但并非全部为真正的浊流沉积（孟庆任等，2007）；而三叠系沉积物的物源特征复杂（Gu，1994；Zhou 和 Graham，1996；Bruguier 等，1997；王全伟等，2001；Weislogel 等，2006；曾宜君等，2006；陈岳龙等，2006；兰中伍等，2006；刘飞等，2006；苏本勋等，2005，2006；孟伟等，2007；王伟等，2007，2008），对源区构造环境则没有形成统一的认识。

第二节　上扬子西部地区新生代构造研究

一、新生代是陆内变形的重要时期

大量的研究认识表明，在上扬子板块西部地区，川西、龙门山构造带以及青藏高原

东部现今的地形地貌现象是新生代印藏板块碰撞的产物，但它们经历了一个复杂的演化过程（卢华复等，1989；刘树根等，1993，1995，2001；Chen 等，1994；Dirks 等，1994；Worley 和 Wilson，1996；陈社发等，1994a，b）。晚古生代—中生代期间，上扬子西部边界地区与古特提斯构造域存在密切联系，卷入古特提斯的构造演化体制（黄汲清等，1977；任纪舜等，1991，1997；许志琴等，1992；钟大赉等，1998；Ren 和 Xiao，2002；贾承造，2005；莫宣学和潘桂棠，2006）；印支期以后逐渐转变为陆内环境（邓康龄，1992；刘和甫等，1994；罗志立等，1995；郭正吾等，1996）；新生代以来，随着高原的隆起，突出以陆内变形为特征的构造变形和构造活动（许志琴等，1992；钟大赉和丁林，1996；贾承造，2007）。

贾承造（2007）指出，中国喜马拉雅构造运动的陆内变形特征及其分布规律受控于小型克拉通板块拼贴的基底结构和印欧板块碰撞与太平洋板块俯冲所主导的双重控制因素，并集中体现在青藏高原隆升区、环青藏高原盆山体系、稳定区、环西太平洋裂谷活动区四个构造域。上扬子板块作为青藏地区和华南地区陆内构造变形的转接部位，是环青藏高原盆山体系的重要组成部分。响应青藏高原隆升效应的盆山构造体系表现为在古板块内部发育构造相对稳定的克拉通盆地，在古板块边缘发育前陆盆地或前陆冲断带，在古板块之间形成新的造山带（贾承造，2007）。

二、新生代构造变形存在时空差异

上扬子板块西部地区的新生代陆内构造变形在时间上具有多阶段性和复合性。一些研究者认为，在龙门山和川西地区，中、新生代以来至少经历了两次重大的陆陆碰撞事件，即三叠纪晚期华北陆块、羌塘陆块与扬子陆块的碰撞以及早新生代的印藏碰撞，并发育了两类前陆盆地，即印支期周缘前陆盆地和喜山期再生前陆盆地（刘树根等，1995；贾东等，2003；魏国齐等，2005；陈竹新等，2005a，b；Jia 等，2006；许志琴等，2007）；龙门山前陆冲断带的动力模式可归结为推挤和重力滑移两个连续的阶段（陈智樑和陈世瑜，1994）；龙门山经历了印支期的褶皱造山，喜马拉雅期的推覆造山（林茂炳，1994）；早期的深层陆内俯冲控制了晚期的浅层多阶段、多层次滑脱（罗志立等，1995）。

一些研究者基于构造事件的研究，认为扬子西缘新生代岩浆活动时代为 65 ～ 35Ma、40 ～ 30Ma 和 15～10Ma（俞如龙，1996）；新生代特别是第四纪以来发生了造山带的主体隆升（颜丹平等，1997）；中新世是青藏高原东部隆升、龙门山崛起及变质杂岩折返的主要时代（许志琴等，1999）；川西前陆盆地和龙门山地区自白垩纪以来较大的构造运动时间分别在约 60Ma、40～35Ma、25～20Ma、10Ma 和早更新世—中更新世之间（刘树根等，

1996，2001）；龙门山逆冲推覆带在渐新世有脆性再活化，中新世有过差异剥露（Chen 和 Wilson，1996；Arne 等，1997）等。但仍存在诸多认识上的不一致，使得上扬子板块西部边界地区新生代的构造演化历史显得扑朔迷离。

在空间上，上扬子板块西部地区的陆内构造变形由于受中国南方大陆在印欧碰撞及其持续挤压效应和西太平洋沟—弧—盆体系的有序扩张的影响，表现出断裂、褶皱变形等构造形迹主体呈 NE—NNE 向展布的有序性特征（刘树根等，1995；冯向阳等，2003）。但在龙门山构造带上，南、北的构造变形则存在明显的差异（Burchfiel 等，1995）。龙门山褶皱冲断带北段表现为晚三叠世的强变形，南段则突出新生代的变形特征（贾东等，2003；陈竹新等，2005b；Jia 等，2006）；龙门山推覆构造中段是由北西向南东前展式发展（陈社发等，1994a，b；马永旺和杨尽，2001）；晚新生代龙门山的重力垮塌侵蚀作用表现出南强北弱的特点（Meng 等，2006）。

然而，由于龙门山中、北段及其前缘凹陷多缺乏新生代的地层记录，南段零星分布的新生界又多砾石层，无标准化石，因而对龙门山造山带和川西前陆盆地新生代的构造运动、变形以及盆山转换发生的时限通常难以直接判定（Burchfiel 等，1995；刘树根等，1996；贾东等，2003）。这使得利用不同的研究手段，深入地探索和揭示上扬子板块西部地区的新生代构造演化历史成为目前研究中面临的重要问题之一。

三、高原隆升和造山带陆内变形的动力学机制有待进一步认识

多年来，在上扬子板块西部边界地区相继开展的一系列研究注重提出并检验西部高原隆升和造山带形成的理论模型。如“滑移—逃逸”模型（Molnar 和 Tapponnier，1975；Tapponnier 等，1976，1982，2001；Petlzer 等，1988；Avouac 和 Tapponnier，1993）、“地壳增厚”模型（England 等，1985，1988；Molnar，1988）、“双向—多边大陆俯冲”模型（Matauer，1986；许志琴等，1999）、“下地壳流”模型（Royden 等，1997；King 等，1997；Clark 等，2000，2004，2005；Kirby 等，2000；Shen 等，2005）等，认识和观点存在较大的分歧和争议。其中，根据“大陆块体逃逸”理论模型（Tapponnier 和 Molnar，1976）所理解的扬子大陆，在新生代时期处于被动后退的状态，这一观点已遭到张连生和钟大赉（1996）的质疑。他们认为所谓的新生代“大陆逃逸”，应是在印度和华南板块双向的挤压作用下，由于太平洋板块加速俯冲，南海作为主动盆地扩张，引起扬子地块在 35 ~ 20Ma 期间由 SE 向 NW 方向运动，而印支块体沿红河断裂滑出（张连生等，1996）。目前，根据 GPS 的研究结果表明，尽管挤压所造成的高原内部物质向东“逃逸”现象存在，但方式和范围均较为复杂，不支持青藏高原东部地区大规模、高速率的向东“逃逸”理论（甘

卫军等，2004）。

近年来，一些研究者基于对上扬子西部龙门山地区的研究提出的“下地壳流”模型认为，龙门山造山带在某种程度上表现了壳幔上部的耦合特征，其成因在于青藏高原之下有一个下地壳通道流的侧向挤出（Royden 等，1997；Clark 等，2000，2004；Meng 等，2006）。也有研究者认为，快速的地表剥露能引起深部流变物质的逸出（Beaumont 等，2001），而龙门山高陡的地势和梯度正是由于这种弹性岩石圈的侵蚀卸载造成（Densmore 等，2005；李勇等，2005，2006）。Shen 等（2005）提出，在印度板块—青藏板块碰撞的早期阶段，青藏的地壳增厚程度还不足以产生黏滞性的通道流，块体的侧向逸出可能对协调印度大陆楔入亚洲大陆的变形起作用，但现今青藏高原的岩石圈厚度巨大，其东南部的地壳变形可能主要来自下地壳黏滞流效应。

此外，有研究者认为，上扬子板块西部地区新生代的陆内变形形成于大陆俯冲的动力学机制。邓晋福等（1995）认为，由于扬子大陆向松潘—甘孜褶皱带下的陆内俯冲，形成上叠于扬子大陆的龙门山逆冲推覆构造带；罗志立等（1995）认为，中国大陆拼合及前陆盆地形成之后形成“C”形（中国型）的大陆俯冲；许志琴等（1999）根据深部地球物理测深资料认为，龙门山上部表现为向东南侧盆地逆冲推覆和滑覆，而深部则表现为扬子板块呈楔状鳄鱼嘴形插入松潘岩石圈中，显示大陆向西运动和深俯冲的特征。但在川西地区的其他深地震反射剖面中，龙门山的下地壳内并未发现向东倾斜断裂的证据（王椿镛等，2003b）。因此这些研究认识还有待进一步论证。

根据现今的 GPS 观测结果，龙门山相对于四川盆地并无明显的相对位移（1～3mm/a）（King 等，1997；Chen 等，2000；Shen 等，2005）；活动断层的证据少（Chen 等，1994；Burchfiel 等，1995；Kirby 等，2000）；邻近边缘缺少新生代前陆盆地与山脉边缘为主冲断构造不相一致（Burchfiel 等，1995）。同时，近年来的岩石学、地震层析成像和深地震反射等资料也反映，尽管扬子板块可能存在向大别山下和向滇西造山带下的俯冲，松潘地块可能存在向西秦岭下地壳的俯冲，但俯冲的历史可能主要发生在印支期或古特提斯洋闭合时期（徐佩芬等，1999；刘福田等，2000；周建波等，2001；高锐等，2004，2006）。

综上所述，上扬子板块西部地区的新生代陆内变形与青藏高原及其周缘造山带存在密切联系，卷入了环青藏高原盆山构造域体制。目前的研究对于经历了陆块碰撞和陆内会聚强烈改造的扬子西部来说还远远不够，高原隆升体制下的新生代构造变形特征和构造演化格局还有待深入研究。

第三节　上扬子西部地区油气地质特征

一、特提斯构造域和被动大陆边缘

（一）特提斯构造域

国内外地质学家把全球划分为特提斯构造域、北方欧亚构造域、南方冈瓦纳构造域和太平洋构造域四个含油气构造域（Klemme 和 Ulmishek，1991；甘克文，2000），认为世界上重要的油气资源均储集在这四大构造域中，其中分布在特提斯构造域中的油气可采储量占 68%（Klemme 和 Ulmishek，1991）。特提斯是全球板块演化过程中存在的古“中央地中海”（钟大赉等，1998）。特提斯构造域是欧亚大陆南部一条全球性纬向展布的构造带，是欧亚大陆与冈瓦纳大陆之间古海洋最终闭合消亡形成的巨型构造带，它不仅包含造山带，也包含其间和相邻的沉积盆地（图 1–2）。与特提斯构造域有成因联系的沉积盆地可分为特提斯北缘盆地群、特提斯内部盆地群和特提斯周缘盆地群等 3 个沉积盆地群（贾承造等，2001）。中国中西部沉积盆地属于特提斯北缘盆地群，中、新生代的沉积和前陆冲断带构造特征主要受特提斯构造域演化的控制（贾承造，2005）。

特提斯构造域面积仅为全球的 17%，但它记录了特提斯洋的发生、发展和消亡的全过程，其形成和演化对构造域的盆地形成和发育起控制作用，因此也控制着中东—中亚等世界级大油气区的分布（贾承造，2005）。在亚洲地区，特提斯构造域的油气主要分布于前陆盆地和克拉通被动大陆边缘盆地，其次分布于裂谷盆地和弧后盆地（丘东洲，2007）。

上扬子板块西部边界地区古生代—中生代的构造演化与特提斯构造域关系密切。盆地演化过程中通常具备广阔平缓而长期的被动陆缘沉积—构造环境，接受了巨厚的沉积物，是油气资源的重要勘探领域。

（二）被动大陆边缘

被动大陆边缘是在拉张应力体制下地壳减薄、大幅度沉陷的产物，以生成巨厚的浅海相沉积、岩浆活动微弱、基本上不变形为特征（马文璞，1986）。根据马文璞（1986）对被动大陆边缘地质特征的总结，被动大陆边缘在剖面上的沉积记录通常由两部分组成，下部称为裂陷层系，上部称为移离层系，中间为不整合所隔开。裂陷层系是一套含火山物质的陆相粗碎屑堆积，多位于半地堑（箕状盆地）。由于地堑群的阻隔效应，在向洋一侧远离陆源物质补给的下陷盆地中会淀积膏岩等蒸发岩建造。裂陷层系是地壳遭受拉伸、断陷但还未断开阶段的产物；移离层系为巨厚的海相沉积楔状体，岩性受当时的大陆形态和气候控

制，可以是碳酸盐岩，也可以是碎屑岩，但由于物质来源丰富，造成超补偿状态，都以进积层系为最大特点。进积层系一方面表现为海岸线不断向内陆侵袭、超覆；另一方面，浅水沉积体又不断向大洋中心方向进侵，可以从海岸平原、大陆架、大陆坡一直推进到与大洋壳的交界处，距离超过 150km（马文璞，1986）。



图 1–2　特提斯构造域空间分布示意图（据贾承造，2005）

1—北里海盆地；2—库拉盆地；3—南里海盆地；4—波斯湾盆地；5—卡拉库姆盆地；6—阿富汗—塔吉克盆地；7—锡尔达亚盆地；8—图尔盖盆地；9—萨雷苏盆地；10—田吉兹盆地；11—费尔干纳盆地；12—巴尔喀什盆地；13—斋桑盆地；14—准噶尔盆地；15—吐哈盆地；16—塔里木盆地；17—柴达木盆地；18—鄂尔多斯盆地；19—四川盆地；20—羌塘盆地；21—赫尔曼德盆地（阿富汗地块）；22—印度河盆地；23—恒河盆地；IB—伊朗地块；CB—羌塘地块；LB—拉萨地块；YB—扬子地块

被动大陆边缘盆地为陆壳与洋壳过渡区域，由极为平缓的大陆架外侧的陆坡、大陆隆及部分深海盆地组成。被动陆缘由局限海到开阔海，再由开阔海到局限海的反复发展过程十分有利于多套烃源岩、储集岩和盖层的形成（丘东洲，2007）。由于被动大陆边缘盆地演化漫长，在其演化的早期阶段，烃源岩主要发育于克拉通边缘凹陷的欠补偿盆地及裂谷、大陆衰退裂谷中，以及浅缓坡、深缓坡型台地上，在其演化的晚期阶段，碳酸盐岩缓坡型台地可以演化成镶嵌陆架型台地，如果镶嵌陆架型台地被淹没，则可导致远端变陡峭的碳酸盐岩缓坡发育，而烃源岩只发育于浅缓坡，特别是深缓坡上（张水昌等，2005）。统计数据表明（图 1–3），目前全球 945 个巨型油气田中（可采油＞ 5×10^{8}bbl，气＞ 3×10^{12}ft^{3}），被动陆缘油气盆地占 36.08%，大陆裂谷油气盆地占 29.95%，大陆碰撞边缘油气盆地占 19.26%，弧陆碰撞边缘油气盆地占 6.03%，走滑构造边缘油气盆地占 7.83% 和俯冲边缘油气盆地占 0.85%。被动陆缘盆地是将来油气大发现的主要领域。

中国南方特提斯时期的被动大陆边缘盆地主要发生在海平面上升，地块移离加强的晚震旦世—早奥陶世，地块与大陆边缘之间常有同沉积断层相隔，最具代表性的被动大陆边

缘盆地发育在中、上扬子地块的边缘。研究上扬子板块西部地区的被动大陆边缘在大陆碰撞过程中的构造变形，有助于揭示盆山转换的时间、构造序列及机制，同时对于认识油气的迁移和再聚集具有重要意义。

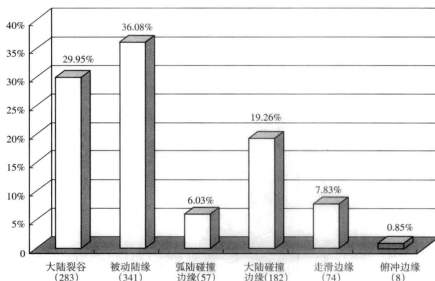


图 1–3　全球巨型油气田构造分类统计（据 Mann 等，2007）

二、中国南方油气勘探概况

中国南方含油气区的油气勘探工作始于 20 世纪 50 年代中、后期，经“六五”至“九五”以来的科研攻关和勘探实践，初步形成了对南方海相地层油气地质的基本认识（高瑞琪和赵政璋，2001；马力等，2004；马永生等，2006b）：

（1）中国南方有两大勘探领域，一是海相中、古生界，除四川盆地外有利区总面积约 $90 \times 10^4 km^2$，主要勘探选区方向是在南北两个中生代前陆盆地带；二是陆相中、新生界，有利区总面积约 $42 \times 10^4 km^2$。

（2）震旦纪到中三叠世发育了克拉通、大陆边缘型和裂谷型沉积盆地，海相地层累计厚度最大超过 10000m，有多套生储盖组合，原始成油气条件优越，并有过大量的油气生成、运移、聚集与成藏过程。

（3）经过印支期—喜马拉雅期的构造运动，原型盆地被强烈改造，断裂破碎、冲断推覆、抬升剥蚀、火山活动和岩浆侵入，油气保存条件受到不同程度的破坏，对早期及同期形成的油气藏的破坏、改造及分布起到了决定性的控制作用，原生油气藏普遍被改造（重新分配或破坏），因此，保存条件是本区油气勘探的关键。

（4）生油岩有机质热演化程度普遍较高，主要应重视天然气的勘探。一些研究者在

盆地油气系统评价中指出，中国南方是后期改造程度最复杂的一种叠合盆地（赵文智等，1999）；海相地层以次生油气藏为主，具有多元供烃的特征，晚期成藏以烃源再分配为核心，甚至不再是由烃源岩到圈闭的过程，传统的烃源岩评价仅具有间接意义（戴少武等，2001）；油气藏的分布也不完全遵循“源控论”（赵文智等，2003）；后期构造运动改造强度是油气藏破坏与散失的根本原因（赵宗举等，2002）；中国南方古生界晚期成藏并不完全取决于烃源岩的演化，而主要是取决于何时重塑晚期成藏的环境（戴少武，2004）。

三、油气盆地晚期—超晚期成藏特征

中国大中型油气盆地具有晚期—超晚期成藏的特点（戴金星等，1996b，2003；童崇光，2000；龚再升和王国纯，2001；赵靖舟和李秀荣，2002；刘池洋等，2003；Wang，2004；贾承造等，2006）。一些研究者对此进行了规律性的总结，提出“多期成烃、晚期成藏”（罗志立，1997）；晚期成藏避免了在多旋回中后续旋回损害和降低前旋回聚集气藏的保存条件和储量（戴金星等，2003）；中国南方现今构造演化、沉积成岩演化和油气演化的必然结果是油气的晚期次生聚集成藏（蔡立国，2003）；油气的分布、保存与晚期构造的叠加、改造密切相关，大量油气藏主要是在喜马拉雅期次生定型进入圈闭成藏；新构造运动使早期气藏在纵向、横向上发生调整（秦胜飞等，2006）；喜马拉雅运动期是中国沉积盆地的主要发育与定型期，也是油气藏的主要形成期与“定位”期，油气晚期成藏受制于喜马拉雅运动的期次、性质、方式与强度，喜马拉雅构造运动的作用表现在改造油气圈闭和储集的条件、影响盆地热状态、运移通道和流体压力系统（贾承造等，2006）等。

前人的认识在一定程度上已对现今的油气勘探、开发及资源评价发挥着指导作用。一方面，它为油气勘探提供了研究的新思路；另一方面，由于中国含油气盆地的构造和动力学背景存在差异（陈发景等，1992，1996，1997；贾承造等，2005a），具有小陆块拼合、多旋回性和强烈的后期陆内构造活动等区域构造特征，油气藏形成和分布呈现出复杂性和多样性特征（贾承造等，2005a；翟光明和何文渊，2005；魏国齐等，2005），深入认识晚期成藏的构造演化规律也为油区盆地构造分析提出了新的命题。

中国中西部环青藏高原盆山体系油气域形成于喜马拉雅运动期，表现出前陆冲断带冲断活动制约着前陆冲断带构造圈闭的形成与天然气成藏过程的特点（贾承造等，2003，2005a；贾承造，2005；魏国齐等，2005）。结合油气盆地晚期—超晚期成藏特征研究的新命题，探讨上扬子板块西部边界地区新生代的构造演化，对区域上的油气勘探部署具有重要的指导意义。

四、青藏高原东部松潘—阿坝地区石油地质特征

蔡立国等（1993）对松潘—阿坝地区早期石油地质工作的初步总结如下：

（1）1959 年，原四川地质局石油普查大队邓康龄、张守学等同时对本区南侧甘孜地区的川藏公路（康定—巴塘）及阿坝地区的漩口、汶川、马尔康、小金一带进行了 1∶50 万的石油地质路线概查。

（2）1974 年，张燕江等对阿坝地区进行了石油地质路线踏勘工作，在前人工作的基础上系统论述了阿坝、诺尔盖地区的地层，进一步确立了三叠系的层序，并描述了阿坝及郎木寺两个小盆地，首次指出该区石炭系—三叠系"存在着从有机物质转化为碳氢化合物的有利条件"，明确评价该区"北部诺尔盖地区较南部略为优越"。

（3）"七五"期间国家重点科技攻关项目开展了"川西古生代盆地演化、龙门山褶皱—冲断带及油气远景评价"的研究课题，指出松潘—阿坝地区具有良好的油气前景，并认为是一块亟待开拓的油气勘探新领域。

（4）1991—1992 年原地矿部石油海洋地质局设立了"四川北部松潘、阿坝、诺尔盖地区石油地质基本条件研究"项目，首次对研究区油气远景进行了评价。

2002 年，中国石化对松潘—阿坝地区 17 块，共 $11.2\times10^4\text{km}^2$ 的探矿权进行了登记，并开展了系统的石油地质、重、磁、电、震、遥感、化探等综合勘探与评价研究（马永生等，2006a）。

根据近年来一些研究者对松潘—阿坝地区石油地质工作的初步报道，认为松潘—阿坝地区下古生界的寒武系为潜在的好—很好烃源岩，奥陶系属潜在的差—中等烃源岩，志留系为潜在的中等—好烃源岩（张渠等，2003）；沥青热演化程度很高，主要来自下古生界的志留系或寒武系的泥质烃源岩（金聚畅等，2004）；烃源岩有机质热演化程度高（范明等，2006）；总体处于过成熟的早期阶段，进入生成大量甲烷气阶段，具有寻找天然气的前景，其中，诺尔盖坳陷为有利的油气勘探区（蔡立国，2005）；松潘—阿坝地区存在相对稳定的诺尔盖隐伏地块、多个局部构造显示和化探异常区域，可能存在下古生界生烃、上古生界储集、三叠系封盖的油气地质条件，但钻探表明三叠系巨厚且经历了多期形变改造，油气勘探的难度较大（马永生等，2006a）。

第四节　研究思路与研究认识

在上扬子板块西部地区的研究中，存在对扬子克拉通西部边界和新生代构造演化历史不清晰和不一致的认识。这一方面来自于扬子西缘在中、新生代期间经历了边界碰撞、陆

内会聚和高原造山隆起的多期强烈叠加改造；另一方面也来自于沉积体系出露不完整。在一定程度上是制约着深入认识上扬子板块西部地区区域构造格架、古板块边界性质和位置、各类建造岩相带原始展布特点及板块动力学等的重要因素。同时也是制约油气勘探向四川盆地以西拓展的重要问题。

上扬子板块西部边界地区的构造演化特征主要受制于古生代—中生代的特提斯和新生代以来的环青藏高原盆山体系两种构造域体制。而西部边界的改造和转换自古特提斯构造域演化以来尤为显著。因此，研究者试图结合上扬子板块西部构造域体制的转变，从区域上探索不同时期的边界构造演化特征，探讨新生代以来在青藏高原隆升体制下的构造变形和构造运动格局，以期对上扬子板块西部地区油气勘探前景的深入研究提供进一步的地质认识（图 1–4）。

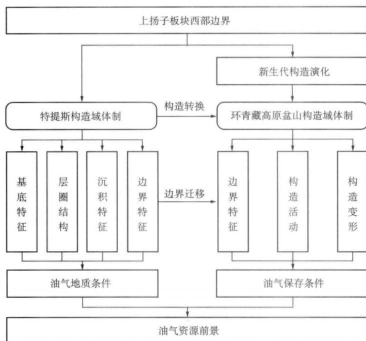


图 1–4　研究思路和研究内容结构图

研究主要针对三方面的内容：(1) 上扬子西部地区在构造体制转换条件下边界控制的沉积特征；(2) 在环青藏高原盆山体制下的新生代构造变形响应、构造活动格局和构造边界迁移；(3) 构造体制转换和新生代构造格局制约下，上扬子板块西部地区的油气前景分析。取得以下认识：

(1) 上扬子微大陆具有广泛的基底构成，并以构造边界分割为特征。

上扬子板块是一个经历了中—新元古代（晋宁期）构造—热事件后由多个地块组成的

微大陆。上扬子西部地区包括巴颜喀拉、松潘和中咱等地块。由于显生宙以来板块存在复杂的分合过程，造成其构造边界分割特征明显。地球物理的重、磁异常特征显示其构造边界存在不同时间、不同深度和不同规模异常的叠加。在龙门山构造带，新生代构造边界的叠加特征尤为明显：其岩石圈结构具有横向上的不均衡性和纵向上的分层性，并孕育着新生代构造边界的深部动力环境。

(2) 上扬子板块西部边界地区的构造—沉积演化与特提斯构造域密切相关。特提斯构造域体制决定了其边界随洋盆演化的迁移特征。

特提斯构造演化主要经历了原特提斯和古特提斯两个阶段，伴随着洋盆的先后拉张—消减，形成晚震旦世—早古生代和晚古生代—早中生代以海相克拉通—被动大陆边缘为特色的沉积体系。

洋盆的发展具有迁移的特征，与之相对应的被动大陆边缘沉积边界也呈现出向克拉通内部发展的趋势。晚震旦世—志留纪（Z—S），被动大陆边缘北面商丹洋盆、南面昌宁—孟连洋盆，边界大致位于迭部—十堰一线和金沙江沿线；泥盆纪—早石炭世（D_{2-3}—C_1），被动大陆边缘北面勉略洋盆、南面昌宁—孟连洋和金沙江洋，边界大致位于康县—西乡一线和金沙江沿岸；中、晚二叠世—中三叠世（P_2—T_2），被动大陆边缘处于进一步裂解阶段，以合为主、板内拉张的构造变动格局使得被动大陆边缘可能退至阿尼玛卿—勉略混杂岩带（玛沁—诺尔盖—勉县—汉中）以南和甘孜—理塘混杂岩带（或炉霍—道孚）以东；晚三叠世时期（T_3），上扬子板块西部地区被动陆缘和克拉通边缘转化为周缘前陆盆地，早期（拉丁期—卡尼期之间）前陆具有自 NE 向 SW 迁移演化的特征，晚期（瑞替期）前陆盆地表现出自西向东的构造迁移。晚三叠世印支期以来，上扬子西部地区结束海相沉积，发展陆相沉积体系。且其同造山沉降中心具有以川中为核心在西部和北部呈弧形迁移，沉积序列也随之不断叠加和更替。

(3) 新生代青藏高原碰撞—隆升的构造体制下，上扬子板块西部地区的边界构造带表现出大规模走滑和逆冲—冲断的构造变形特征，显示陆内变形迁移和扩展的演化型式。

新生代的构造活动存在多阶段、不均衡发展的迁移变形过程。陆内变形总体上具有向北和向东扩展的特征，并造成空间上的构造叠加改造。61～43Ma 的主碰撞期，构造活动主体表现在东昆仑—西秦岭构造带和红河断裂带，表现出地壳挤压缩短的构造变形；43～24Ma 的晚碰撞期，边界构造带表现出大规模的逆冲推覆和走滑变形，并伴随龙门山构造带右行走滑的构造转换；24～10Ma 的构造转换期，红河断裂带从左行转变为右行走滑，高原的隆升活动出现向北和向西扩展，龙门山构造带南、北构造变形差异加剧；10～5Ma 以来的高原扩展期，鲜水河—小江断裂带构造边界形成、东昆仑构造带左行走滑运动复活、高

原自南向北的扩展特性奠定了新生代南、北构造活动分段差异的总体格局。在这一演化过程中，构成青藏高原和上扬子地区盆—山边界的龙门山构造带自 42～40Ma 以来以右行走滑为主，其北段具有构造带向西迁移，南段具有构造带向东迁移的特性。

（4）上扬子板块西部地区在特提斯构造域体制下发展的古—中生代海相沉积盆地奠定了油气藏形成的物质基础，而在青藏高原碰撞—隆升体制下的新生代构造演化格局决定了油气成藏与保存条件。

上扬子板块西部地区古、中生界先天的石油地质条件优越，下古生界被动大陆边缘沉积环境下的烃源岩条件优于克拉通盆地沉积环境。然而，多期的构造叠加改造使得烃源岩的热演化程度和热成熟度均较高，并显示出区域上的差异。而盆地的构造—热体制基本受制于新生代南强北弱、西强东弱的构造活动格局。由此也决定了上扬子西部地区下古生界海相烃源岩在诺尔盖—松潘地区的保存条件不利，而在上扬子北缘的大巴山—米仓山前缘，被动大陆边缘的下组合可能具有较好的勘探前景。

第二章　上扬子板块西部地区的基底特征和岩石圈结构

第一节　基底岩系的地质特征

上扬子板块是位于中国南方大陆中的一个具有相对稳定克拉通性质的基底和盖层组成的构造单元。基底是盆地接受盖层沉积物的底盘，由于基底结构不同及构造活动性的差异，盆地沉降的不均一，因此对沉积盖层特征和有机质分布具有显著的控制作用，基底构造特征也是含油气盆地评价的重要因素之一。

一、上扬子基底的拼合裂解特征

扬子克拉通是中国南方最大的陆块，通常认为在前寒武纪固结形成。一些研究者提出扬子板块的前寒武系具有结晶基底和褶皱基底双层基底特征，下部为新太古代—古元古代中深变质结晶基底（四川省地质矿产局，1991），上部是中元古代及部分新元古代的浅变质基底（宋鸿彪和罗志立，1995；罗志立，1986，1998）。前者由高绿片岩相、角闪岩相和局部麻粒岩相变质岩组成，混合岩化发育，后者属低绿片岩相变质岩，其间为不整合面分开（康滇运动）（刘肇昌等，1996）。

扬子板块西部边缘自北而南分布的前寒武系岩系有碧口群、黄水河群、峨边群、康定群、盐边群、会理群和昆阳群（程裕淇等，1994），滇西零星分布哀牢山群、澜沧群、大勐龙群和苍山群（翟明国等，1990）。近年来在年代地层学方面的研究进展提出扬子克拉通可能存在年龄大于3.2Ga（1G = 10^9）的硅铝质地壳（高山等，2001），会理群约在1028Ma形成（耿元生等，2007），康定群和盐边群的形成年龄大致在新元古代，748—864Ma（Yan等，2003；陈岳龙等，2004；Zhou等，2006；杜利林等，2005，2007）。一些研究者（杜利林等，2007；耿元生等，2007）提出，扬子西缘前寒武系的变质岩系并不能指示双层结构的基底模式，以往所认为的大量古老结晶基底岩系实为新元古代的变质地层和岩浆杂岩体（图2−1）。

目前，对于上扬子板块西部地区基底岩系所代表的构造环境尚存在不同的认识。一些

研究者认为上扬子板块西缘为裂谷环境。杨森楠（1989）认为会理群和昆阳群以浅变质的碳酸盐岩—砂泥质复理石沉积为主，其中夹有富含碱质的基性和酸性火山岩，具安山岩间断，属双峰式火山岩套，表明是一种裂谷盆地环境；郝子文等（1999）认为碧口群上部经常出现细碧—角斑岩建造，反映地壳拉裂背景下陆上火山事件和剥蚀环境条件的综合产物，代表了统一扬子地台大陆边缘过渡壳的性质。

多数研究者则认为上扬子板块西部地区在元古宙已形成沟—弧—盆体系。罗志立等（1986）认为扬子板块在太古宙到新元古代为两弧夹一盆的格局，四川盆地之下为岛弧地体；程裕淇等（1994）认为在盐边—碧口一带北段为双峰式火山岩，南段的枕状玄武岩、超基性岩、层状辉长岩和席状岩墙组成指示不完整的蛇绿岩序列；陈岳龙等（2004）认为康定杂岩可能是新元古代扬子地块西北缘的新生地壳拼贴到扬子陆块的产物，其形成环境具有岛弧岩浆或底侵作用的特征；刘文中等（2005）认为扬子陆块西缘新元古代处于活动大陆边缘的岛弧环境；杜利林等（2007）认为康定杂岩的岩石地球化学特征具有大洋中脊玄武岩和岛弧玄武岩的特征，其形成环境类似于弧后盆地；赖绍聪等（2007）在甘肃陇南董家河地区发现碧口群火山岩系西段具有由蛇纹石化、滑石菱镁岩化变质橄榄岩、辉长岩、堆晶辉长岩和浅变质亚碱性拉斑玄武岩组成的典型蛇绿岩套岩石组合特征，认为指示扬子北缘的碧口地区西侧存在一个已经消失的，形成于新元古代约 839Ma 的古洋盆；Munteanu 等（2006）认为攀西裂谷附近的高家村盐边群中嵌有的基性—超基性侵入杂岩体指示扬子板块的西缘有一俯冲带。

另有研究者认为，扬子大陆来自中元古代至新元古代存在的 Rodinia 全球超级大陆（Hoffman，1991；Dalziel，1991；Moores，1991），在新元古代受地幔柱活动影响而裂解出来（Li 等，1996，1999，2003）。李献华等（2002）认为，华南是连接澳大利亚和劳伦（Laurentia）大陆的纽带，其中，扬子块体的西缘与澳大利亚的东南缘相接，扬子块体西北缘在 950 ~ 900Ma 期间存在一个近东西向的俯冲带和火山弧，而扬子块体西缘 860～750Ma 期间的大规模裂谷作用和岩浆活动与 Rodinia 超级大陆下的一个超级地幔柱活动引发的结果，同时期横贯扬子块体出露的花岗岩很可能是地幔柱活动引发下部地壳物质重熔的产物；林广春等（2006）认为扬子西缘康滇裂谷北段存在 780～760Ma 的基性岩墙群，具有板内幔源岩浆活动产物的特征。

根据现有的研究还原扬子板块的基底演化特征可能尚存在一定困难。有研究表明，扬子板块的克拉通基底可能通过地壳（或地体）的增生拼合实现。郭令智等（1984）指出扬子地台东南缘的江南地轴带是增生地体带；贾承造等（1988）论证了扬子地台北缘秦岭—大别地区增生地体的存在；Chen 和 Jahn（1998）依据钕（Nd）同位素资料分析认为扬子克

拉通记录了 3 次地壳增生事件；董云鹏和赵霞（2002）认为，800～900Ma 的南秦岭以地壳的垂向加积增生为主要机制。因此，综合前人的研究认识，上扬子板块的基底岩系在中元古代存在广泛重熔（Qiu 等，2000；Zheng 等，2006；王清晨和蔡立国，2007），固结的扬子微大陆经历了晋宁期（800～850Ma）的构造—热事件，从而完成了扬子陆块基底的拼合增生到裂解的构造演化过程。此后，开始接受稳定的盖层沉积。

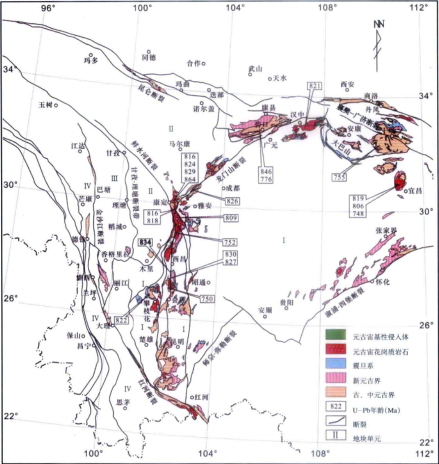


图 2-1 上扬子板块西部地区前寒武纪基底岩系分布略图（年龄数据引自 Li 等，2003；Yan 等，2003；杜利林等，2006，2007；耿元生等，2007；凌文黎等，2007）

Ⅰ—上扬子地块单元；Ⅱ—巴颜喀拉—松潘地块单元；Ⅲ—中咱地块单元；Ⅳ—芒康—兰坪—思茅地块单元

二、四川盆地以西相关地块的基底归属问题

扬子地区的基底岩性表现出高度的异向性（黄汲清等，1977）。上扬子板块的基底规模通常被认为是以四川盆地的川中陆核为主体（图 2-1），在龙门山断裂、红河断裂以东，大

巴山、襄樊—广济断裂以南，师宗—弥勒、溆浦—四堡断裂以西的广大地区表现出具有深部基底的结构特征（马力等，2004）。扬子陆核规模小，多岩体侵入，基底非均质性强（徐克定等，2000）。

近年来，一些研究者认为，在四川盆地和龙门山断裂带以西的青藏高原东部地区和滇川地区，自北向南分布的巴颜喀拉—松潘地块、中咱地块和思茅地块可能存在着与扬子地区相类似的前寒武系基底岩系，且在沉积盆地演化、古生物、古气候和重大地质事件等多个方面与扬子大陆区可对比（俞如龙等，1989；许志琴等，1992；刘训等，1992；蔡立国等，1993；张国伟等，2004）。我们在此简要概述相关块体的基底地质特征，并探讨其与扬子大陆的亲缘关系。

（一）巴颜喀拉—松潘地块

位于上扬子板块西部川西高原或青藏高原东部的巴颜喀拉—松潘地区，被 3 个构造带所围限：北部的东昆仑—阿尼玛卿—勉略构造带，南部的甘孜—理塘构造带和东部的龙门山构造带。前两者被认为是古特提斯海域中的板块缝合带（陈智樑和陈世瑜，1994；潘桂棠等，1997），后者被认为是陆内冲断带（罗志立，1991）。该地区几乎为大量巨厚的三叠纪大陆斜坡—海相复理石沉积覆盖，仅在边缘有少量前三叠纪地层出露（图 2–2）。复理石地体经历了强烈的变形，形成一系列 NW—SE 向紧闭褶皱和逆冲断裂。前人对该地区基底特征的认识存在较大的分歧。

Sengor（1984）基于古特提斯洋的演化特征认为松潘地块可能缺失大陆基底，其上的复理石建造可能直接沉积在俯冲带的洋壳上；张雪亭等（2005）认为，巴颜喀拉盆地内部的弱磁性特征反映该地区不存在陆块基底；闫全人等（2006）认为松潘—甘孜复理石杂岩的基底是亲洋壳型的，形成于新元古代的大陆裂解作用（681～655Ma）；罗志立等（2006）认为松潘—甘孜地区复理石沉积下绝大部分为洋壳基底，代表了一个华力西—印支运动期拉张形成的边缘海，但在其南、北边缘分布有局部陆壳残块，如中咱地块和诺尔盖地块。

多数研究者认为巴颜喀拉—松潘地区具有陆壳基底的特征。任纪舜等（1980）认为阿坝—松潘一带基底可能是个古老硬块，即松潘地块，其北缘的诺尔盖盆地也可能为一个地块，但盆地是奠基在劳亚南缘大陆之上（任纪舜和肖黎巍，2004）。

殷鸿福等（1992）认为松潘—甘孜地块有前震旦系古老花岗质基底，在石炭—二叠纪属泛扬子地台的一部分；许志琴等（1992）将松潘—甘孜褶皱系和龙门山褶皱带统称为松潘—甘孜造山带，并认为巴颜喀拉地体的主体构筑在扬子地块西缘的被动陆缘之上；Yin 和 Harrison（2000）称这一地区为“松潘—甘孜—可可西里地体”，并认为松潘是坐落在华南陆壳基底上的残余洋盆；张国伟（2004）认为松潘地块曾是扬子地块的一部分；高锐等

(2006) 认为松潘—甘孜带地壳深部存在大陆基底，与西秦岭带的地壳基底组成相似。张宏飞等（2005）的研究表明，西秦岭花岗岩类 Pb—Nd 同位素组成特征显示西秦岭具有扬子块体的地壳基底构造属性。因此，诺尔盖盆地和西秦岭造山带原来可能同属统一稳定的松潘地块，并归属于扬子板块的大陆地壳基底（高锐等，2006）。

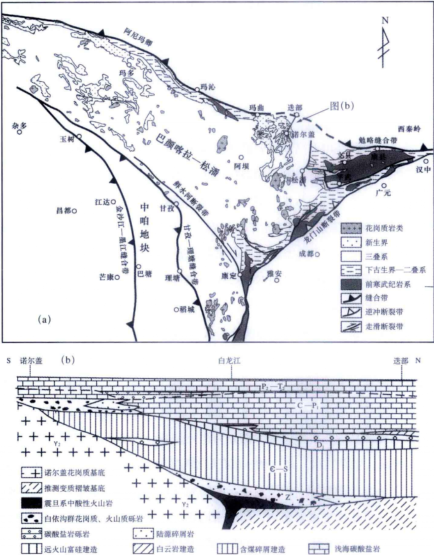


图 2-2　巴颜喀拉—松潘地质略图（a）及诺尔盖地块北缘沉积建造模式图（b）（据杨恒书等，1996 改编）

对该地区基底特征的认识多来自地质和地球物理的推测。罗建宁（1992）推测在巴颜喀拉—松潘地区，巨厚的三叠纪西康群与浅变质古生代地层之下可能存在前寒武纪的浅变质岩系基底，相当于扬子地区的会理群与河口群。刘训等（1992）认为松潘地块在早古生代时具有稳定的陆棚—台地相沉积，指示其可能为华南—扬子陆块大陆边缘的一部分。庞存廉

等（1996）认为在巴颜喀拉—松潘地区，基底组成为元古宇的苦海杂岩和万宝沟岩群，在阿尼玛卿山以北有出露，它与从冈瓦那古陆裂解出来的羌塘地体的基底特征存在差异（刘增乾等，1990；黄志勋等，2000；黄继钧，2001；鲁兵等，2001）。潘桂棠等（2004）提出，巴颜喀拉微陆块是裂离自扬子地台西缘的10亿年左右的变质软基底，以小块残余、强变形变质基底的零星出露为特征，有别于班公湖—怒江缝合带南侧5.5亿～6亿年的泛非基底。

此外，在松潘—阿坝地区的东北部和西秦岭等地，蔡立国等（1993）认为，原碧口地块平武—文县一带、西秦岭西倾山—白龙江一带的碧口群和前震旦系相当岩系代表了松潘、诺尔盖地体的基底组合。刘增乾等（1990）认为，碧口地块基底特征和上震旦统下部沉积和生物群面貌与扬子地块具有亲缘关系。闫全人等（2002，2004）认为，碧口群火山岩与横丹群浊积岩构筑了发育于扬子板块西北缘的弧盆系统。李亚林等（2002）认为，松潘—甘孜造山带北侧的秦岭勉略缝合带内分布于略阳附近的鱼洞子群属于扬子地块的基底岩系。而在西秦岭地区的下震旦统白依沟群中，具有来自前震旦纪花岗质岩系的陆源砾岩和细碎屑岩（杨逢清等，1994），早古生代时期显示出稳定古陆以诺尔盖为主体，向西部的黑水和北部的白龙江—迭部提供物源的特征（杨恒书等，1996），水体总体上为向北加深，发育增厚的楔形沉积体，为被动大陆边缘沉积（蔡立国等，1993）（图2–2b）。

近年来，一些研究者对松潘—甘孜造山带内广泛出露的花岗岩进行了研究，认为花岗岩的岩浆物质具有壳幔混源的特征，部分花岗岩中含太古宙—元古宙的继承性锆石组分（胡健明等，2005；雷裕红等，2006；赵永久等，2007）；晋宁期花岗岩是古扬子板块的重要组成部分（许士进等，1996）；基底的性质不是洋壳，不支持松潘—甘孜属于残留洋盆的观点（赵永久等，2007）。

综合前人的研究认识，在上扬子板块西部，川西高原上的巴颜喀拉、松潘地区至少在早古生代是与扬子大陆主体相连的，推测其基底可归属于西扬子大陆的一部分。

（二）中咱地块

在甘孜—理塘缝合带和金沙江—墨江缝合带之间出露了一套岛弧花岗岩系和以古生界为主的地层（图2–3a）。地层化石丰富，具稳定沉积的特征，以往文献资料将其称为“中咱地块”或“中咱微大陆”，并被解释为扬子板块的古生界在西南部位的延伸，或由扬子板块分裂出的微型大陆，但对于是否存在震旦系和前震旦系基底岩系则颇有争议（侯立玮等，1994）。

已有的地质证据表明，在金沙江—墨江缝合带东侧的巴塘一带，震旦系茶马山群为硅质白云质结晶灰岩、大理岩、片岩及变基性火山岩，1∶20万区调在稻城以南、水洛河以西发现一套滨海—潮坪相的藻白云岩，其岩性特点与扬子地台广泛出露的晚震旦世灯影组

相似，其下伏双峰式变火山岩和变质碎屑岩被推测为前震旦系恰斯群，侯立玮等（1994）据此推断中咱地块的基底组合应与扬子地台基本一致，曾是扬子古陆的组成部分。

中咱陆块从中寒武世到志留纪为稳定陆块上的台型滨—浅海相碎屑岩、碳酸盐岩沉积。石鼓群陇巴组自下而上表现为稳定地块型浅水向西部边缘较深水环境的同期异相沉积（李兴振等，1999），具有向西进积的被动陆缘沉积特征。

晚古生代，中咱陆块为稳定地块上的台型沉积，为滨、浅海相碳酸盐岩—碎屑岩建造，二叠系夹基性火山岩。但其东西两侧为被动边缘盆地中的滑塌堆积、浊积岩及基性、中基性火山岩组合，与西侧金沙江洋盆和东侧甘孜—理塘洋盆发育时间相对应（潘桂棠等，2001）。潘桂棠等（2001）认为，随着甘孜—理塘洋盆的形成，中咱陆块自泥盆纪开始从扬子陆块裂离出来，形成独立的微陆块；晚三叠世，由于古特提斯的甘孜—理塘洋盆向西俯冲消减和金沙江洋盆的闭合，在中咱地块东缘具堑—垒构造特征的薄陆壳上开始发展义敦岛弧，为火山—沉积岩系和花岗岩基所占据；侏罗纪至中—新生代以来处于隆起剥蚀状态。

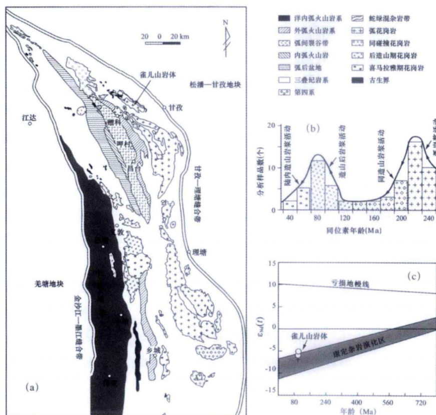


图 2-3 (a) 中咱地块—义敦岛弧构造格架略图（据侯增谦等，2001 改编）；(b) 义敦岛弧碰撞带花岗岩年龄分布直方图（据侯增谦等，2001 修改）；(c) ε_{Nd} 与年龄相关图（据刘树文等，2006 修改）

与中咱地块演化相联系的义敦碰撞带有四套不同成因的花岗岩：印支期岛弧花岗岩、燕山早期同碰撞花岗岩、燕山晚期A型花岗岩和喜马拉雅期花岗岩。记录了这一复合造山带在238～210Ma的大规模俯冲造山、自206Ma开始的弧陆碰撞、138～73Ma的造山后伸展和65 ～ 15Ma的陆内造山作用（图2–3b）。据刘树文等（2006）的研究认为，义敦岛弧北端的燕山期雀儿山花岗岩体，ε_{Nd}（t）时间分布特征落在扬子克拉通西缘康定杂岩的钕（Nd）同位素演化的范围内（图2–3c），反映其源区物质主要来源于扬子克拉通西缘，并可能卷入年轻玄武质物质。

根据上述地质证据，中咱地块可能具有与扬子亲缘的基底特征。在其构造演化过程中，早古生代具有向西发展的被动大陆边缘沉积，自晚古生代的印支运动后，从扬子微大陆先裂离后又聚合、造山抬升，最终成为青藏高原东缘的组成部分。其中的碰撞带岩体是自印支期陆缘改造过程中形成。

（三）思茅地块

思茅地块位于金沙江—墨江缝合带以西的滇川西部。其北延为兰坪、芒康微地块，构成长条形的思茅—兰坪—芒康地块链（钟大赉等，1998）。

钟大赉等（1998）认为，滇川地区自西向东，从腾冲—保山地块、思茅地块到扬子地块（楚雄盆地），变质基底可区分出冈瓦纳大陆型和扬子型基底（表2–1）。思茅地块两侧边缘出露的哀牢山群、大勐龙群和部分崇山群的原岩建造及地球化学特征为中元古代（1700 ～ 1900Ma）的岛弧型火山岩—火山碎屑岩，$\varepsilon_{Nd}/\varepsilon_{Sr}$比值与安第斯岛弧玄武岩十分接近，都经历了13亿～ 14亿年同位素系统均一化的重要热事件，因此其基底应有别于扬子微大陆上同时代的变质基底（钟大赉等，1998）。

表2–1　上扬子板块西缘滇川地区基底特征对比表（据钟大赉等，1998修编）

	冈瓦纳大陆型基底	亲扬子型基底	扬子型基底
	腾冲—保山地块	思茅地块	扬子地块
特征性初始盖层	ϵ_3陆源碳酸盐岩台地	?	寒武系含磷建造 震旦系冰川堆积
中—新元古代建造	Z（?）—ϵ_{1-2}大陆斜坡陆源碎屑沉积 Pt_{2-3}陆源沉积组合和大陆玄武岩	Pt_{2-3}活动大陆边缘岛弧火山岩	被动大陆边缘陆源碎屑沉积组合 大陆边缘裂陷槽
区域变形	近东西向构造（?）	近东西向构造	近东西向构造
构造热事件	1200 ～ 1400Ma（?）变质事件 500 ～ 650Ma花岗岩侵位和叠加变质作用	1200 ～ 1400Ma变质事件 500Ma叠加变质作用	800 ～ 900Ma变质事件 750 ～ 900Ma花岗岩侵位
地幔地球化学特征	Sr、Nd、Pb同位素具南半球PREMA特征	Sr、Nd、Pb同位素具南半球PREMA特征	介于华北原始地幔与华南PREMA之间

思茅地块大部分为中—新生代红层所覆盖，仅在沿区域断裂的上升盘出露断续的晚古生代碳酸盐岩地层。在思茅地块东侧，扬子微大陆西缘的屏边—金平—绿春沉积剖面上，震旦系—志留系是一个向西的被动陆缘斜坡，浊流沉积由东向西地侧向加积，陆棚—台缘沉积由东向西发生进积；而在思茅地块西侧，施甸—西盟一带的震旦系—下古生界则表现为由西向东侧向加积的大陆斜坡（图 2–4）。这一特征表明，思茅地块在晚前寒武纪—早古生代两侧分别发育不同的被动大陆边缘。

此外，滇西古地磁的研究数据表明（表 2–2），晚古生代的思茅地块曾处于南半球，与保山地块位置较近，而与扬子陆块相距较远，直到早印支运动后思茅与扬子才拼合在一起。同时，这在区域上也指示了晚古生代（C—P）金沙江—墨江蛇绿岩缝合带所代表的古特提斯洋盆的存在。它分隔开了思茅地块与扬子陆块。因此，兰坪—思茅地块与扬子微大陆的地质演化历史既有一定联系也有一定差异。金沙江—墨江蛇绿岩缝合带明显具有联系二者地质演化历史的构造边界特征。

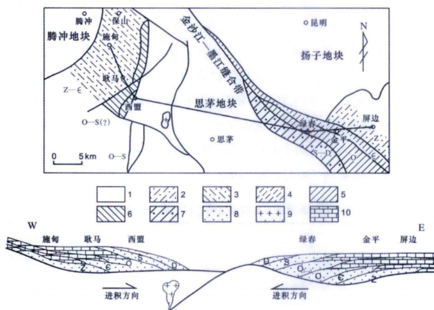


图 2–4　思茅地块两侧晚前寒武纪—早古生代浊积岩分布图（据钟大赉等，1998 改编）

1—稳定地块；2—震旦纪浊积岩；3—震旦纪—中寒武世沉积；4—寒武纪浊积岩；5—奥陶纪浊积岩；6—奥陶纪—志留纪浊积岩；7—志留纪—泥盆纪浊积岩；8—碎屑浊积岩；9—早古生代花岗岩；10—浅海大陆架沉积岩

上扬子板块西部地区的巴颜喀拉—松潘地块、中咱地块和思茅地块与特提斯古构造域环境密切相关。特提斯构造域不是由一个简单洋盆构成，而是多地块、多洋盆、多岛弧相间的一个多岛大洋体系，具有复杂的大陆边缘（钟大赉等，1998）。这些大陆边缘同时存在由冈瓦纳大陆北部边缘和亚洲大陆南部边缘裂离出来的具有不同构造属性的原始地壳块体

共建的特征（潘桂棠等，2004）。

表 2–2　滇西古地磁测量结果简表

保山地块		兰坪—思茅地块		扬子陆块	
时代	古纬度	时代	古纬度	时代	古纬度
—	—	K_1 K_2	28.8° N 30.0° N	K_1 K_2	24.5° N 26.6° N
J_2	24.9° N	J_2	25.6° N	J_2	25.7° N
T_3	21.0° N	T_3	16.7° N	T_1 T_3	16.0° N 21.0° N
—	—	P_2	13.1° S	P_2	6.2° S
C_3	30.4° S	C_1	31.0° S	C_2	2.6° S

根据上扬子板块西部地区相关地块基底性质和早古生代被动大陆边缘沉积的研究和认识，认为金沙江—墨江缝合带北东部的巴颜喀拉、松潘和中咱等地体则更多地显示与扬子陆块的基底存在亲缘关系，而金沙江—墨江缝合带以西的兰坪—思茅地块则存在上扬子板块西部边缘与其南部的冈瓦纳大陆北缘的共建特征。因此，上扬子板块基底可能在龙门山断裂带以西还有更大规模的范围，巴颜喀拉、松潘和中咱等地体应可作为统一扬子微大陆的基底构成。其中，金沙江—墨江缝合带具有重建上扬子板块西缘、西南缘演化历史的构造边界属性。

此外，对于扬子板块基底规模的认识，也有一些研究者认为，早古生代的扬子板块，其陆壳核心部分应是由稳定型的塔里木、柴达木及扬子地台等构成的"泛扬子陆块"（侯立玮等，1994）或称为"西域克拉通"（葛肖虹和刘俊来，2000）。塔里木、柴达木、阿拉善等地存在与扬子地区相同的太古宙—元古宙的构造—热演化事件，下古生界沉积和生物群具有亲"扬子型"的特征（段吉业和葛肖虹，1992，2005；葛肖虹和刘俊来，2000；罗志立等，2004）。许效松等（1997）认为，新元古代—古生代期间与扬子陆块具有亲缘关系的泛扬子陆块群可能包括塔里木、羌塘—昌都、柴达木块、中咱、松潘和武当等，泰马陆块和印支陆块由于也具有特提斯型暖水动物群和华夏植物群特征可能也应包括在内。

但也有研究者认为，在阿尼玛卿—勉略蛇绿混杂岩带（缝合带）以北的前寒武纪秦祁昆变质基底，卷入了扬子克拉通北缘中央造山带内显生宙的造山作用，柴达木和北秦岭地块似乎是一个规模较大的克拉通的中元古代被动大陆边缘，而不是克拉通的内陆，东、西昆仑地体既可能是被裂解了的新元古代至早古生代的大陆边缘， 也不排除形成于其他构造背景，而南秦岭则属于扬子克拉通的北部边缘（陆松年等，2006）。限于目前研究的程度，对古生代时期是否存在更大规模的泛扬子古陆尚难以得出确切的推论，扬子大陆能否向西北部大规模地延伸有待进一步的研究和论证。

第二节　地球物理特征和岩石圈结构

一、地球物理重、磁场背景

（一）重力场特征

上扬子西部地区范围在 97°～110°E，22°～35°N 的 3′×3′布格重力异常数据见图 2–5。

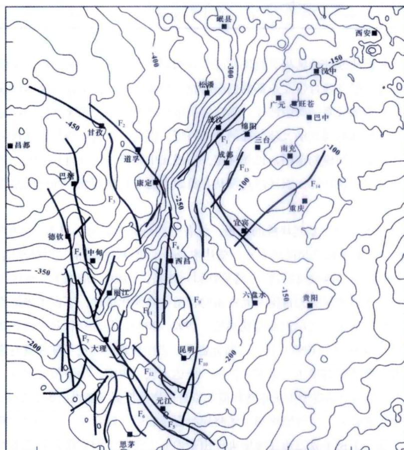


图 2–5　上扬子西部地区布格重力异常及主要断裂带分布（等值线单位为 $10^{-5}m/s^2$ 或 mGal）

F_1—龙门山断裂带；F_2—鲜水河断裂带；F_3—甘孜—理塘断裂带；F_4—金沙江断裂带；F_5—哀牢山—红河断裂带；F_6—墨江断裂带；F_7—澜沧江断裂带；F_8—安宁河断裂带；F_9—则木河断裂带；F_{10}—小江断裂带；F_{11}—易门断裂带；F_{12}—楚雄—通海断裂带；F_{13}—龙泉山断裂带；F_{14}—华蓥山断裂带

1．基本格局

重力异常的基本特征是西北低、东南高。在龙门山—丽江以西的松潘—雅江地区，布

格重力异常值为 −560～−65mGal，平均重力异常值小于 −300mGal，重力异常值由北向南、由东向西逐渐降低，总体呈向东突出的弧形；云南大部分地区、龙门山地区，四川广元—绵阳—成都一线西侧，异常值在 −300～−150mGal 之间；广元—绵阳—成都一线以东至武陵山一带，异常值在 −150～300mGal 之间，且变化趋势平缓，异常形成菱形展布，接近四川盆地及邻区形态。

重力场特征基本反映了上扬子西部地区地壳厚度变化的基本格局。四川盆地地壳仅 39～45km，川西高原急剧增加到 60km 以上（刘肇昌等，1996；钟锴等，2005）。朱介寿等（2006）认为，上扬子地区属克拉通型地壳，平均厚度约 42km，青藏地区属增厚型地壳，平均厚度约 70km。

2. 重力梯级带

沿龙门山断裂带（F_1）表现为一条重力梯级带，梯度值为 1.88～2.5mGal/km（宋鸿彪和刘树根，1991；刘肇昌等，1996；王椿镛等，2002，2003a）。梯级带宽度北段大于南段，梯度值南段大于北段，最大梯度值约 2.1mGal/km（李渭娟等，1995）。在龙门山南段以 NE 向为主，龙门山北段及松潘一带转变为近 SN 向，它们分别与龙门山构造带及岷江隆起相对应。在龙门山重力梯级带东侧的四川盆地具有高密度基底的特征，而西侧的松潘—甘孜地区视密度相对较低（楼海和王椿镛，2005）。楼海和王椿镛（2005）推测龙门山断裂带（F_1）在中上地壳内是向 NW 方向倾斜，其浅层重力异常走向与深层重力异常走向存在斜交。康定—丽江一带的断裂带从走向上看可能是龙门山断裂带向南西的延伸。

在龙门山断裂带（F_1）与金沙江断裂带（F_4）之间，重力场变化比较平稳，但鲜水河断裂（F_2）两侧的异常形态存在差异，其北东侧为宽缓异常带，异常走向清晰（李坪，1993）。

红河断裂带（F_5）、墨江断裂带（F_6）两侧虽未形成重力梯度陡变带，但却沿断裂带有明显的重力低—重力高值转换带展布，表现出沿红河断裂带两侧，地壳物质密度显著差异的特征（王宝禄等，2004）。王椿镛等（2002）认为，根据剩余重力异常显示，红河断裂带（F_5）位于正—负异常之间的边界上，可能是滇西北地区一条梯度为 1.1mGal/km、呈北北西走向的梯度带的反映。

安宁河断裂（F_8）和易门断裂（F_{11}）之间存在重力高，反映高密度基底特征（王宝禄等，2004；楼海等，2005）。

3. 重力失衡区

青藏高原东缘表现的重力失衡是上扬子西部地区的重要特征。李勇等（2005）根据 Airy 均衡模式计算，认为青藏高原东部地区的高原处于重力均衡状态，但边缘山脉（龙门山）为正均衡重力异常，四川盆地为负均衡重力异常，反映青藏高原内部与边缘山脉的隆升机制和隆升过程是不同的；李渭娟等（1995）认为，在龙门山断裂带的茂汶—汶川一带为 NE 向正均衡异常区，最大异常值为 55mGal/km，是上扬子板块西部最大的地壳失衡区，

成都附近NE向的负均衡异常达 −40mGal/km。在上扬子板块北缘的宁强—南江一带也表现出正均衡异常，为EW走向，最大均衡异常为48mGal/km（李渭娟等，1995）；在上扬子板块西南缘，红河断裂带（F_5）与丽江到楚雄—通海断裂带（F_{12}）之间的重力均衡异常走向NW，其东侧则为SN走向（钟大赉等，1998）。其中，康滇地区为正均衡异常区，但异常幅度较小（蒋福珍等，2001）。

正均衡重力异常表明壳内存在质量过剩。宋鸿彪等（1991，1994）认为，质量过剩并未引起龙门山沉降，龙门山正均衡异常是存在高密度壳内物质及龙门山区岩石圈被掀斜抬升引起的，可能与扬子地台深部向西俯冲有关。

综合前人的研究认识，上扬子板块西部地区重力场特征总体上具有以下特点：

（1）重力异常场反映上扬子板块西部地区具有北西厚、南东薄的地壳厚度变化格局。

（2）重力梯级带主要分布在上扬子板块的边缘地带，与区域性的深大断裂有关。龙门山断裂带是区内最显著的重力梯级带，其次推测为金沙江—红河断裂带（与金沙江—墨江缝合带位置大致相当）。

（3）重力失衡带主要体现在上扬子板块稳定地块与周缘造山带和碰撞结合带部位，如龙门山、金沙江—红河、安宁河和宁强—南江一带，其中以龙门山的重力失衡最为显著。重力失衡带内高、低密度异常的变化反映这些地区存在构造岩片叠置、逆冲和推覆构造等（钟大赉等，1998）。重力失衡带通常为活动构造带，反映地壳新构造运动的特征（蒋福珍等，1989）。

（二）航磁异常特征

航磁异常（△T）可反映中、上地壳内各磁性体的分布和断裂构造，航磁上延20km异常则排除了沉积盖层中强磁性地层的干扰，可反映基底磁性结构特征（图2-6）。

1．高值异常区

在航磁异常和上延20km异常图中，上扬子地区在广元—安县—康定以南的四川盆地范围内高值正、负磁异常块体相间出现，其中尤以大巴山南缘至南充一带表现为NE向磁力高；上扬子北缘的碧口地区、米仓山地区、南秦岭地区表现为块状高值正磁性异常；西南的康滇地区磁性异常零乱，块体特征不明显。

由于碧口和米仓山块体与扬子陆核在各地质历史时期存在复杂的拼合过程，张国伟（1997）认为，扬子地块与华北地块具有统一的磁性基底，同属于一个大地构造单元后经复杂的分离、漂移，最后于中生代初聚合。考虑到碧口块体在各演化阶段的构造运动一直是处于被动地位（汤军等，2002），认为航磁的高值异常分布可能反映上扬子地区的磁性基底组成，磁性基底具有分块的组合特征。

2．平缓异常区

在松潘—理塘一线的巴颜喀拉地区（诺尔盖、阿坝、红原），表现为一连片的平缓磁场（区域背景值约 −10～10nT），与周围的磁场剧变区所对应的构造活动带形成显著的区别。这表明该地区地壳上不缺乏铁磁性物质组分（杨华，1986）。

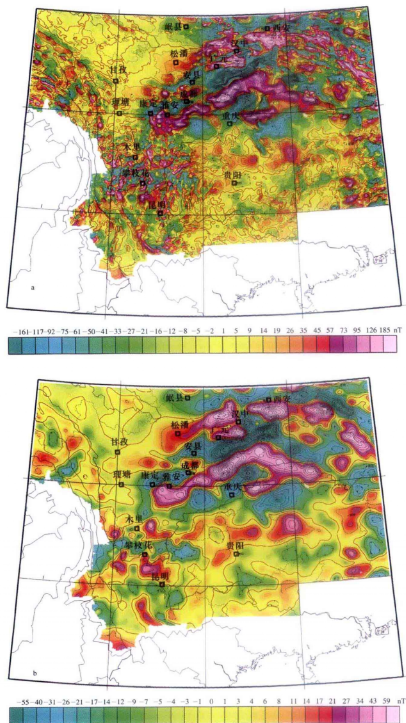


图 2–6　上扬子板块西部地区航空磁力异常（a）及上延 20km 异常（b）

（据中国国土资源航空物探遥感中心，2000）

对于这一地区的航磁异常的解释，通常被理解为区内硅铝层地壳厚度大，深部物质磁性弱或上部有巨厚的非磁性沉积物等。但对于基底特征的解释仍存在较大分歧。如张雪亭等(2005) 认为巴颜喀拉盆地内部不存在统一的周边陆块基底，下部可能由无磁性和弱磁性的古生代地层组成，反映残留洋盆的基底特性；蔡立国等（2005）则认为其反映松潘—阿坝地区为相对完整、稳定的地块；而丁燕云和李占奎（2007）则认为松潘—甘孜造山带虽然存在基底结构，但其基底性质既不同于扬子地台，也与祁连造山带有异，而与昌都地块基底性质比较相似；张季生等（2007）则认为，西秦岭造山带与松潘—甘孜造山带的基底特征相类似，并推测松潘—甘孜到西秦岭地区的基底深度为 1.3～8.6km，阿坝—甘孜—道孚以及夏河—泽库—兰州一带为基底隆起区，诺尔盖—唐克—红原、花石峡—达日和达日东南一带为基底凹陷区，红原附近的基底深度达 8.6km，为全区基底深度最大的地方（图 2-7）。

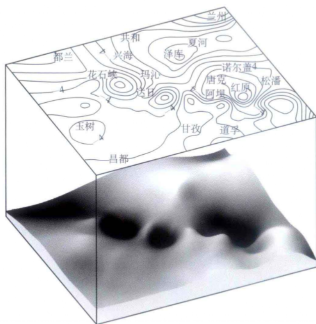


图 2-7　松潘—甘孜—西秦岭地区基底起伏（据张季生等，2007）

3．线性磁异常陡变带

上扬子西部地区在龙门山、康定—西昌、盐源—永胜，布尔汗布达—阿尼玛卿，金沙江—红河等断裂带附近存在线性磁异常陡变带。主要为具有磁性的中基性火山岩及基性—超基性岩群带的综合反映，它们沿深断裂带发育，对应着龙门山断裂带、西昌—昆明裂陷带（康滇裂陷）、东昆仑—阿尼玛卿断裂带、金沙江—红河深断裂带（杨华，1986）。

龙门山断裂带是松潘—甘孜地区平缓磁异常到四川盆地高值磁异常的陡变带。主体为低频磁异常，中有局部的低值圈闭。宋鸿彪和刘树根（1991）认为，在龙门山断裂带上，

轿子顶和茂汶杂岩体表现出的环状正磁性异常在分别上延 9km 和 21km 后消失，表明这两个岩体是“无根岩体”，但在断裂带西侧的理县附近出现的环状磁性正异常在上延 21km 后仍然存在，表明该地岩体群为有“较深根部”的侵入体。表层构造与深层构造的不重合意味着龙门山构造带存在大规模的向西倾的滑脱层。

金沙江—红河断裂带两侧的磁性特征有显著差异。在滇川地区，红河断裂西侧以低值磁异常为主，东侧以负异常为主，夹正异常，高频异常成分多；而在青藏高原东部地区，金沙江断裂西侧则为昌都负磁场变化区，东侧至甘孜理塘大断裂为义敦正负变化磁场区，再往东为雅江平静磁场区（刘朝基，1995）。金沙江—红河断裂两侧的高频异常成分均与地表火成岩较发育相吻合。侯立玮等（1994）认为，金沙江—红河断裂带无论在航磁异常图还是 20km 的磁异常图上，均反映出线性梯度带和升高异常带的磁场特征，说明该断裂是规模大，切割深、且分隔不同磁性块体的岩石圈断裂，因此可以作为构造单元的重要分界线。

二、岩石圈结构

现今大量的地球物理资料，已为认识上扬子西部地区的岩石圈结构提供了重要依据。

（一）地壳—上地幔速度结构

用天然地震资料确定青藏高原东缘及上扬子板块西部边界地区的地壳和上地幔三维速度结构已有不少研究工作（陈培善等，1990；刘福田等，2000；刘建华等，2000；王椿镛等，2002；胥颐等，2003；张中杰等，2005）。地壳—上地幔的波速反映深部构造的特点（图 2–8）。

1. 上地壳

10～20km 深度上的速度异常分布与表面的地质构造明显相关。20km 深度上地壳上部的横向不均匀性主要表现为：川滇地区、龙门山造山带及其以西地区造山带内为上地壳大范围的近 SN 向负速度异常。

王椿镛等（2002）认为，在 1～10km 深度上龙门山断裂带南、北段的 P 波速度异常分布不同，南段的西侧为成都—雅安局部负异常区，东侧为邛崃山局部正异常区；四川盆地的负速度异常仅出现在 1km 深度上，反映盆内存在较厚的沉积，而在 10km 深度上为正速度异常（王椿镛等，2002）。

钟大赉等（2000）认为，滇川西部上地壳速度结构基本可对应地表构造总体格架，代表了新生代以来的现存变形图式。低速、低阻层可能是上扬子西部地区（川西北高原、龙门山构造带）区域性广布的推覆—滑脱构造的主滑脱面（张洪荣和黄秀英，1993；钟大赉等，2000）。

2. 下地壳—上地幔

在 50km 深度上，鲜水河断裂、小江断裂、金沙江断裂位于负异常区内。攀西构造带—

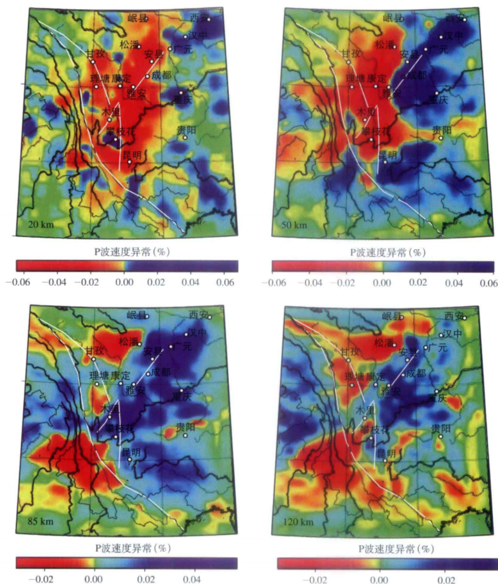


图 2−8 上扬子地区不同深度层析成像 P 波三维图像（据钟大赉等，2000）

川西高原是较大规模的负速度异常区，四川盆地内为高速异常区。刘建华等（2000）认为，这与攀西古裂谷演化过程中伴随的地幔源岩浆分异和底侵作用有关。红河断裂存在低速异常，两侧分布着一些局部高速异常。由于红河一带的地壳厚度在 40～46km 之间变化（胡鸿祥等，1986；林中洋等，1993；曾融生等，1995），这一深度接近于莫霍面深度，胥颐等（2003）估计沿红河断裂带出现的低速异常不是地壳厚度增加所致，而是壳幔边界的热动力状况有关。

刘福田等（2000）发现滇西古特提斯造山带下40～250km深处存在板片状高速异常，从哀牢山—红河断裂带下向西倾斜，指示扬子陆块俯冲板片的遗迹，并认为由此引起的地幔扰动造成软流层上涌，导致新生代岩浆活动和澜沧江—墨江一带的底侵作用（图2–9）。红河断裂带具有切割莫霍面的特征。

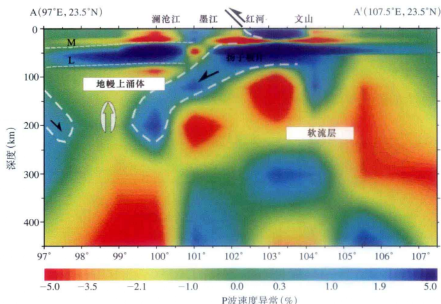


图2–9　横穿滇西墨江古特提斯造山带的地震层析剖面（据刘福田等，2000）

在85km深度上，金沙江—红河断裂带东、西两侧的速度异常明显，红河断裂带西侧以低速异常为主，东侧除少数局部负异常外，总体上平均速度偏高，显示扬子地块岩石层地幔的稳定性质，而金沙江断裂带两侧的速度异常表现则相反。结合120km深度速度图，低速带（块）大致重叠在围绕上扬子地块西缘的近SN—NNE向的地带。松潘—康定以西的川西高原为低速区，滇西地区以红河断裂为界，西侧表现为低速区。

张国伟等（1995，1997）曾提出，东秦岭造山带的层圈格架是上地壳呈东西向构造，中下地壳、岩石层和软流层则为南北向构造的“立交桥式”结构。钟大赉等（2000）提出，三江地区的岩石层具有多向层架结构，在造山带地壳浅部和深部、上地幔岩石层和软流层的构造变形和运动学特征完全不同。三江造山带的上地壳、中下地壳主体构造以SN向为主，反映新生代“新”构造的特点，岩石层地幔主体构造以近东西向为主，反映古特提斯“老”构造的特点，软流层地幔又以南北向为主干构造，从而组成了多向层架构造（钟大赉等，2000）。

上扬子西部地区的地壳—上地幔速度结构显示，深断裂大多具有切割莫霍面的迹象，是地壳块体边界断裂的一种指示。边界断裂带往往是地震波速度正负异常的分界线或过渡

区，或本身就是负异常带，且在不同深度可能有不同的表现，如金沙江—红河断裂带。但龙门山构造带下可能存在滑脱构造界面，主体显示该构造带内浅部构造的特征。

在上扬子板块西部地区，尤其是造山带范围内，地壳浅部和深部、岩石层与软流层，各个层次的构造变形与运动学可能不同；构造运动不仅限于地壳范围内，而是涉及整个岩石层和软流层的耦合运动（钟大赉等，2000）。

（二）深反射地震测深剖面

青藏高原东缘及上扬子西部边界地区已实施一批人工地震测深剖面（图 2–10a）。研究自北向南选取黑水—邵阳、花石峡—简阳、竹巴笼—资中和丽江—新市镇四条近 E—W 向的剖面，就前人的研究认识作简要介绍。

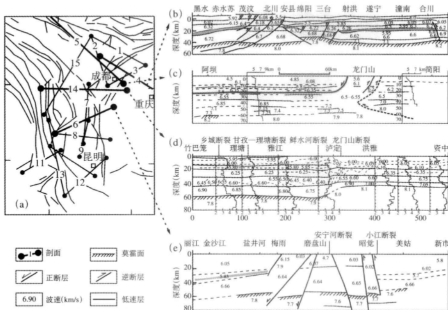


图 2–10 川滇地区人工地震测深剖面布设略图及部分地壳速度结构剖面（a. 据韩渭宾等，2004；b. 据宋鸿彪，1994；c. 据崔作舟，1996；d. 据王椿镛等，2008；e. 据崔作舟，1987）

剖面：1—唐克—阆中；2—唐克—浦江；3—阆中—浦江；4—黑水—邵阳（b）；5—花石峡—简阳（c）；6—丽江—新市镇（e）；7—拉鲊—长河坝；8—丽江—者海；9—西昌—牟定；10—洱源—江川；11—遮放—宾川；12—思茅—马龙；13—思茅—中甸；14—竹巴笼—资中（d）；15—唐克—奔子栏

1．黑水—邵阳和花石峡—简阳地震测深剖面（图 2–10b，c）

剖面显示，松潘—甘孜褶皱带的地壳平均速度约为 6.30km/s，川西高原的地壳厚度约 60km（崔作舟等，1996）。龙门山断裂带东侧的地壳厚度薄，约 40km，莫霍面的 P 波速度大，波速超过 8.0km/s；而西侧的地壳厚，约 50～60km，莫霍面的 P 波速度小，波速小于 7.5km/s（崔作舟等，1996）。

宋鸿彪（1994）认为，在黑水—北碚地震测深剖面上，20～30km深处的壳内低速层在龙门山中断，龙门山构造带深部出现地层错断和地震波速突变，说明存在深部断裂，它们向下延伸断穿莫霍面，构成超壳深大断裂。

在花石峡—简阳剖面上，许志琴等（1999）认为，龙门山下40km深处，莫霍面被向东缓倾的逆断层所切，扬子克拉通呈楔形体下插到龙门山下地壳中，形成“鳄鱼”构造，可能是陆内俯冲的标志。

2. 竹巴笼—资中地震测深剖面（图2–10d）

竹巴笼—资中剖面表明，在鲜水河断裂带、龙门山断裂带与安宁河断裂带交汇处，东西两侧地壳厚度有显著差异，东侧约40km，西侧达60km（王椿镛等，2003a）。从川西高原过渡到四川盆地的上地壳10～20km深度区间为低速层。川西高原下地壳具有高衰减特征，表明下地壳的物质较韧性。王椿镛等（2003b）认为，理塘断裂带和龙门山断裂带表现为向西倾斜的铲形高低速分界带，向深部归并到上地壳低速—高导层内，反映低速—高导层为断裂带的推覆滑脱体；康定至泸定下方，存在一系列与上地壳低速层相连、向西倾斜的铲型断裂，向上延伸可与地表的龙门山山前逆冲断裂带相连，但下地壳内未发现向东倾斜断裂的证据（王椿镛等，2003b）。

3. 丽江—新市镇地震测深剖面（图2–10e）

丽江—新市镇剖面显示，安宁河断裂带在西昌附近切割了莫霍面。被切割的莫霍面深度变化为东浅（48km）西深（大于60km），中间的构造带内深54～60km（崔作舟等，1987）。攀枝花构造带下方的中地壳波速为5.6～6.0km/s，上地幔波速为7.7～7.9km/s（熊绍柏等，1986；崔作舟等，1987）。

此外，结合丽江—者海剖面和拉鲊—长河坝剖面，熊绍柏等（1986）认为这些剖面显示攀西构造带的中地壳和上地幔存在低速带，但在丽江—者海剖面上，安宁河断裂带南段并未切割莫霍面。

根据深反射地震资料，上扬子西部地区的地壳显示三层以上的多层结构。地壳结构横向变化在四川盆地区与川西高原（巴颜喀拉—松潘）地区有较大差异。龙门山造山带及其以西地区造山带内普遍发育中、上地壳的壳内低速—低阻层（张洪荣和黄秀英，1993；蔡学林等，2004），但四川盆地内壳内低速层却不发育（蔡学林等，2004）。王椿镛等（2003b）认为，四川盆地具有地台型地壳结构，地壳厚度45～50km，平均速度明显偏高，达6.45～6.50km/s，上地幔顶部速度达8.00～8.20km/s，上地壳内部不存在低速层（体）或高导层（王椿镛等，2003b；孙洁等，2003）；而川西北块体具有造山带型地壳结构，地壳厚度为60～65km，平均速度6.25～6.30km/s，上地幔顶部速度较低，仅为7.70～7.80km/s，上地壳深约10～20km范围内存在着厚8～10km、P波速度为5.8km/s的低速层（王椿镛

等，2003b），这一低速层对应于电阻率在几十到上百欧姆•米、导电性较均匀的高导层（孙洁等，2003）。

近年来在川西高原（巴颜喀拉—松潘）地区相继开展的地球物理探测进一步丰富了该地区的研究认识。玛沁—兰州—靖边地震测深剖面显示巴颜喀拉块体的地壳厚度约60km，存在着多个低速层（体），上地幔顶部速度约为7.91km/s（李松林等，2002）；奔子栏—唐克深地震测深剖面显示地壳平均速度较低，为6.30km/s，上地壳中部普遍存在低速异常带，莫霍界面深度在鲜水河断裂两侧没有明显变化（王椿镛等，2003a）。

王椿镛等（2003a）认为，鲜水河断裂带的上地壳速度为正异常，而下地壳和上地幔顶部存在负异常，孕育着断裂活动的深部构造环境；李秋生等（2003）认为，松潘—甘孜褶皱带的基底在接近东部边界龙门山断裂附近抬升显著，基底层速度值与洋壳的典型速度值（7.0km/s以上）相差甚远，可能指示松潘—甘孜褶皱带的基底为扬子—华南古陆的残余部分；高锐等（2006）通过横切松潘地块北缘和西秦岭造山带的深地震反射剖面研究，认为诺尔盖盆地的下地壳存在整体向西秦岭造山带岩石圈下俯冲的显示，在盆山接触带穿过地壳底部，俯冲进入西秦岭的上地幔中。由于西秦岭造山带的下地壳以大量向北倾斜的叠瓦状反射为主要特征，高锐等（2006）提出，诺尔盖地块与西秦岭造山带的深部俯冲构造关系可能形成于青藏高原隆升阶段。

（三）大地电磁测深剖面

1．壳内高导层

大地电磁测深（MT）反映岩石圈地壳的电性结构（图2–11）。

位于龙门山断裂带以东的四川盆地构造区，电性层结构比较简单，电性分层好，连续可对比。浅部电阻率偏低，反映一套浅变质、浅海相碎屑岩和陆相沉积层（孙洁等，2003）。下地壳介质电阻率略高，导电层较均匀。

壳内高导层出现于鲜水河断裂带以南至金沙江断裂带之间川滇块体北部的中—下地壳区域内。这里的岩石圈薄，为80～120km，高导低阻体规模大，最大厚度达20～30km，埋深不一，最浅埋深在7～8km，底界最大深度可达40～50km（孙洁等，2003），与上扬子地区四川盆地下的岩石圈厚度（200～240km）相比埋深浅，反映该区域的壳、幔相对活动强。

孙洁等（2003）认为，龙门山断裂带以西至鲜水河断裂之间表现为巨厚的高阻块体，缺失高导层可能反映松潘地块的主体，区域上与大片花岗岩侵入体、前寒武系变质岩和杂岩等的电性特征相联系。由此推测松潘地块应为高阻、相对稳定和刚性块体，且以缺失壳内高导—低阻层为特征（孙洁等，2003）。然而，陈高（2007）的研究则认为，松潘—诺尔盖地区存在连续分布在15 ～ 30km深度的壳内低阻层，中深层地壳则为高阻层，构造较为稳定，层状特点明显，电性结构横向变化小（图2–12）。这种特征与通常的大陆地壳结构

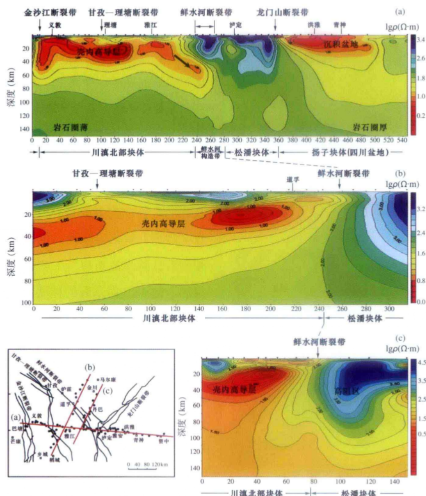


图 2–11　上扬子板块西部边界地区岩石圈电性结构与构造图（据孙洁等，2003，略有修改）

（a）四川资中—巴塘（EW 向）大地电磁测深（MT）剖面二维反演结果；（b）四川乡城—俄日（NNE 向）MT 剖面二维反演结果；（c）四川康定新都桥—金川（NNE 向）MT 剖面二维反演结果

相一致，反映松潘—诺尔盖地区具有稳定地块的电性结构。所谓缺失壳内低阻层的地区往往位于地块周边的造山带（陈高，2007）。

目前，壳内高导体的成因机制通常被认为与青藏高原东部存在下地壳黏滞流（简称下地壳流，lower crustal flow）有关（孙洁等，2003；王椿镛等，2008），反映青藏高原物质侧向挤出，向东流变的遗迹（孙洁等，2003）。这一认识主要基于 Royden 等（1997）提出的纯黏滞流变模型，其发生时限约在 30～20Ma 期间。

王椿镛等（2008）认为，如果能认定壳内高导体的成因主要与“热”和地壳的“流变”状态有关，那么高原下地壳的物质的“流变”可能主要集中于鲜水河断裂以南的地区。

2. 电性梯度带

地壳的导电性结构与区域构造格局密切相关。一般来说，在深大断裂带上往往出现明显的导电性梯度带，或电性畸变带，有的甚至还伴随有高导异常体。

上扬子板块西部边界地区的电性梯度带或畸变带反映深大断裂带的电性结构特征和新生代构造活动的深部驱动环境。研究区的电性梯度带或畸变带与金沙江、甘孜—理塘、鲜水河和龙门山断裂带的位置相吻合。鲜水河断裂带下明显存在一组密集的，约45°向东倾的梯度带延伸到下地壳，是一条规模较大的岩石圈断裂（孙洁等，2003）。金沙江断裂带内发育中高阻电性层，为200 ~ 800Ω·m，电阻率等值线密集梯度带明显，呈陡立，断裂带下方上地幔高导层埋深浅，约80km，反映其为一条规模大、切割深的岩石圈断裂（王椿镛等，2008）。

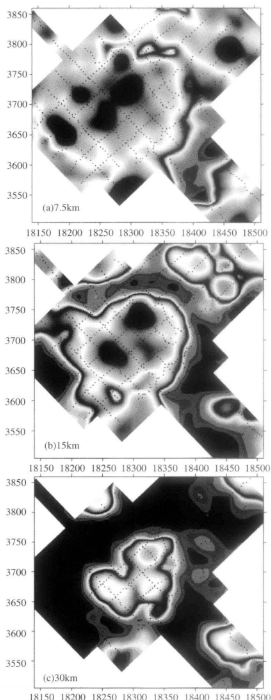


图2-12　阿坝—诺尔盖地区不同深度电场视电阻率平面切片（据陈高，2007）

同时，现有的MT资料表明，鲜水河断裂带在一定程度上控制了上扬子西部边界地区地壳变形的差异，分割开川滇块体和松潘块体。而龙门山断裂带则分割开松潘块体和四川盆地。二者均可能反映新构造活动断裂体制下的边界属性。

小 结

（1）上扬子板块西部地区的基底岩系普遍经历了中—新元古代（晋宁期）的构造—热事件；扬子板块的基底规模可向西追索至巴颜喀拉、松潘和中咱等地，作为统一扬子微大陆的基底构成；位于金沙江—墨江缝合带以西的昌都—思茅地块其基底岩系有别于扬子微大陆。在自显生宙以来与扬子大陆存在复杂的分合过程，古生代时期的金沙江—墨江缝合带具有分隔上扬子板块与其西缘、西南缘大陆块体的边界属性。

（2）重、磁异常的特征表明，上扬子板块西部地区的地壳厚度存在差异，呈北西厚、南东薄的变化格局；在区域性的深大断裂带附近常常表现为重力梯级带、重力失衡带和线性磁异常陡变带，是地壳新构造运动活动带的特征。由于布格重力异常和航磁异常具有体积叠加效应，现今的异常特征是不同时间、不同深度和不同规模异常的叠加，因此，根据重、磁异常分析，龙门山构造带更多地表现出浅部地表和新生代构造变形的边界属性，而不应简单地定义为板块构造体制下的边界。

（3）地壳—上地幔速度结构、深反射地震和大地电磁结构特征表明，上扬子板块西部地区的岩石圈结构具有横向上的不均衡性和纵向上的分层性，地壳浅部和深部、岩石层与软流层，各个层次的构造变形与运动学表现不同；西部造山带下的上地壳内普遍存在低阻、高导、低速层，岩石圈薄，壳、幔相对活动强；切割莫霍面的金沙江—红河深大断裂带表现出地壳块体边界断裂的特征，而龙门山断裂带下表现出滑脱构造界面的特征；龙门山断裂带和鲜水河断裂带作为电性梯度带具有孕育新生代断裂活动的深部构造环境，反映出新生代构造活动和断裂体制下的边界特征。

第三章　上扬子板块西部边界地区的构造演化和沉积作用

上扬子板块西部地区自晋宁运动以来经历了多期构造演化发展过程。构造—沉积演化以中、晚三叠世的印支运动为界，可划分为新元古代—中生代早期（三叠纪）的海相盆地和中生代中晚期以来的陆相盆地两个阶段。印支运动不仅结束了上扬子西部地区海相沉积发育史，而且使得之后的盆地演化进入了一个全新的时期，并在与古生代完全不同的构造体制下历经了多次陆内变格与相应的盆地发育过程（图 3–1）。

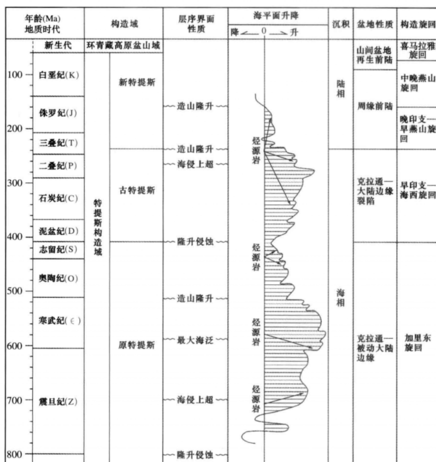


图 3–1　上扬子西部地区构造演化特征

上扬子板块西部边界地区印支期以前的构造演化与特提斯构造域的运动体制密切相关。特提斯构造域岩石圈的构造演化大致经历了原特提斯洋盆（Z—O—S）、古特提斯洋盆（D—T_3）和新特提斯洋盆（T_3—N）三个主要发展阶段（钟大赉等，1998）。古洋盆的形成与发展总体上具有北早南晚的规律（张本仁等，2002）。其中，新特提斯洋盆的遗迹主要保存在西藏的班公错—怒江和雅鲁藏布江蛇绿岩带内，上扬子地区已不属于该构造域演化范畴，此时的扬子板块因印支运动而基本结束海相沉积，主体处于陆相沉积发育过程。因此，上扬子板块西部地区的古、中生代海相沉积盆地的演化以志留纪末的加里东运动为界，可进一步划分为震旦纪—早古生代的原特提斯和晚古生代—中生代早期的古特提斯发展时期，并分别与全球同步的两次海平面升降周期相对应。西部边界由于大部分卷入晚古生代—早中生代古特提斯的构造体制，而形成昆仑—秦岭—巴颜喀喇—松潘—甘孜—三江构造系统（莫宣学等，2006）。

第一节　晚震旦世—早古生代的构造演化与沉积作用

一、原特提斯构造域的构造演化特征

该阶段处于原特提斯（Z—O—S）构造演化阶段。上扬子北缘的秦岭地区，以北秦岭松树沟蛇绿岩为代表的商丹蛇绿混杂岩可能为原特提斯的构造残迹（张本仁等，2002）。但在上扬子板块西部地区，目前尚未发现该时期的蛇绿岩，原特提斯可能已卷入古特提斯构造，所以难以恢复其原有面貌（钟大赉等，1998）。许效松等（1996）根据古地理复原的特征认为，扬子地块在这一时期分布于南半球，主体为秦岭洋（商丹洋）和华南洋所挟持的地块，原特提斯南部洋盆可能与华南洋相连通，由洋盆分隔开华北地块、扬子地块和华夏地块（图 3–2，图 3–3）。加里东运动后，扬子地块南部与华夏地块相会聚，其后的发展演化通常以统一的华南板块相称。

在上扬子西缘，根据古地磁研究表明，晚奥陶世时期，滇西的保山地块存在向南漂移，而华南（扬子）地块存在向北漂移（李朋武等，2005），这意味着这一时期二者之间可能形成一个拉张的大洋。钟大赉等（1998）推测，在滇川西部地区，大致以昌宁—孟连一线为界的早古生代古生物地层区分别代表滇西（西侧）和上扬子（东侧）两个不同属性的被动大陆边缘沉积（第二章），而此时的思茅地块可能已增生到扬子微大陆边缘，成为上扬子板块西部被动陆缘的一部分，具有亲扬子的特征。该区变质岩、糜棱岩、花岗闪长岩中所获得的 440 ~ 410Ma 的同位素年龄，可能是晚奥陶世—志留纪洋盆俯冲—碰撞事件的佐证。

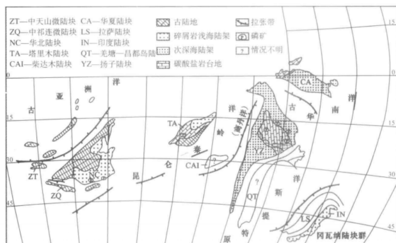


图 3-2　早寒武世扬子陆块在中国古大陆中的古地理位置（据许效松等，1996，修改）

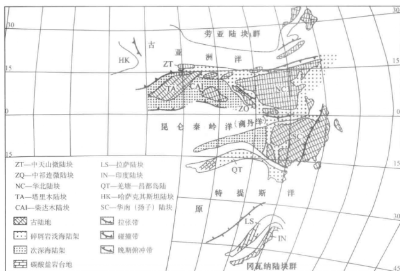


图 3-3　晚志留世扬子陆块在中国古大陆中的古地理位置（据许效松等，1996，修改）

而在上扬子北缘，商县—丹凤一带的商丹洋盆存在洋岛型、岛弧型和少量洋脊型蛇绿岩残片，并和大量的岛弧火山岩块混杂构成蛇绿构造混杂岩带（图 3-4）。张国伟等(1996) 认为它代表了震旦纪—中奥陶世时期存在的扩张洋盆，并构成扬子板块在北缘与华北板块在秦岭的缝合界限。该洋盆在陕西凤县一带分叉向西北延伸至祁连山一带，形成支洋盆，从而分隔开华北、扬子、塔里木、柴达木等主要地块（张渝昌等，1997；Bian 等，2001）。

平行于商丹蛇绿混杂岩带分布的 444～357Ma 的俯冲型花岗岩显示向北的极性特征，指示该洋盆在晚奥陶世—志留纪已开始转入板块俯冲收敛期（张国伟等，1996），扬子与华

北两陆块沿北秦岭一带发生碰撞造山，并构成北秦岭为活动大陆边缘而南秦岭为被动大陆边缘的分带特征。其中，南秦岭区的基底为扬子陆块，北秦岭区的基底为华北陆块（贾承造等，1988），扬子区震旦系的陡山沱组和灯影组等地层在南秦岭广布而不超越商丹一线。此后，随着南部勉略洋盆的打开，南秦岭部分卷入古特提斯的演化过程。中三叠世末期，秦岭全面碰撞造山，该带附近广泛发育245～211Ma的印支期碰撞型花岗岩（张国伟等，1996），洋盆关闭后形成秦祁昆造山系。

图3–4　上扬子微大陆北缘商丹蛇绿岩缝合带构造略图（据张国伟等，1996）

因此，在原特提斯阶段，上扬子板块西部地区主要以北缘和西缘边界为活动特征，经历了晚震旦世—中奥陶世的强烈拉张裂离和晚奥陶世—志留纪的洋盆消减事件。郝子文等（1999）认为，扬子周缘的裂谷扩张开始于中晚寒武世阶段，奥陶纪后逐步完成大陆裂解的演化过程。

需要指出的是，原特提斯阶段上扬子西缘的构造事件总体上与扬子大陆东南缘的活动阶段可对应，指示扬子区主体为稳定克拉通，而周缘具有大陆边缘活动性的特征。但有所不同的是，在扬子大陆的东南缘，志留纪以来的加里东构造演化阶段由于华南洋向江绍一带俯冲—消减形成江南和雪峰两个造山带并与黔中牛首山古隆起相连，与造山前缘相对应的地带通常认为存在前陆盆地演化，并在晚志留世—早泥盆世早期实现江南造山带和雪峰造山带相连形成一体的隆升区（马力等，2004）。而在上扬子西缘，原特提斯构造演化阶段结束后继之有古特提斯洋盆的拉张作用，这一过程可能导致原特提斯洋盆消减—俯冲速率显著减慢，俯冲角度变陡（张国伟等，1996）。从这一特征来看，扬子西缘大范围卷入前陆盆地构造演化的特征可能并不显著。

二、晚震旦世—早古生代主要沉积特征

上扬子板块西部地区震旦纪—早古生代的地层简表见表3–1。沉积特征显示，新元古代—早古生代的上扬子板块具有以川中为中心的镶边台地性质（马力等，2004）。伴随着原特提斯洋盆的拉张—消减，海平面出现第一次大幅升—降，沉积岩相随之发生演化变迁。

表 3–1　上扬子西部震旦纪—早古生代地层简表（据四川省地质矿产局，1991 改编）

地层		川西地层区			川中
		巴塘	诺尔盖	平武—龙门山	
S	S_3	雍忍组	卓乌阔组	白龙江群　茂县群	回星哨组
	S_2	散则组	马尔组 下地组		宁强组
	S_1	格扎底组	尖尼沟组 安子沟组		龙马溪组
O	O_3	物洛吃普群		宝塔组	五峰组 临湘组 宝塔组
	O_2			陈家坝群	谭家沟组 西梁寺组 赵家坝组 桐梓组
	O_1	溜冉卡组 邦归组	瓦厂组 人公组		
Є	$Є_3$	颂达沟组 额顶组			
	$Є_2$	小坝冲群			龙王庙组
	$Є_1$				沧浪铺组 筇竹寺组
Z	Z_2	茶马山群	太阳顶组	油房组 邱家河组	麦地坪组
	Z_1		白衣沟群	水晶组 吴蚣口组 木座组 阴平组	灯影组 观音崖组 开建桥组 苏雄组

（一）晚震旦世—中奥陶世（附图 1—附图 2）

1．台地沉积

在川中地区，上扬子微大陆的主体在早震旦世为以陆源碎屑沉积占优势的海陆并存古地理面貌；在晚震旦世时期，伴随原特提斯洋的强烈拉张作用，存在广泛海侵，晚震旦世下部的观音崖组碎屑岩沉积和上部的灯影组白云质碳酸盐岩沉积基本反映了这一沉积面貌的转变（图 3–5）。

上震旦统灯影组是以碳酸盐岩为主的台地相沉积，平武—茂县—威州—丹巴—木里一带的水晶组和巴塘地区的茶马山群沉积特征与之相似（侯立玮等，1994；郝子文等，1999），表现为一种厚度、岩相均一、碳酸盐岩广布的陆表海环境（蔡立国等，1993；夏文杰等，1994）。夏文杰等（1994）认为，上扬子克拉通晚震旦世时期的主体为潟湖—潮坪发育的局限台地。梅冥相等（2006）认为是一种较为典型的缓坡型台地。

寒武纪的沧浪铺期，台地区形成碎屑岩陆架，中、晚寒武世时期形成最大的碳酸盐岩

台地，并延续至早奥陶世时期（马力等，2004）。晚寒武世时期，巴塘沉积一套滨海、浅海泥质碎屑岩相为主，夹碳酸盐岩岩相、中基性火山岩相地层；川东的南江—峨嵋—会理一带沉积一套滨海、浅海碳酸盐岩岩相为主，夹红色碎屑岩相对地层；城口—叙永—酉阳沉积一套浅海含膏盐碳酸盐岩岩相地层（四川省地质矿产局，1991）。

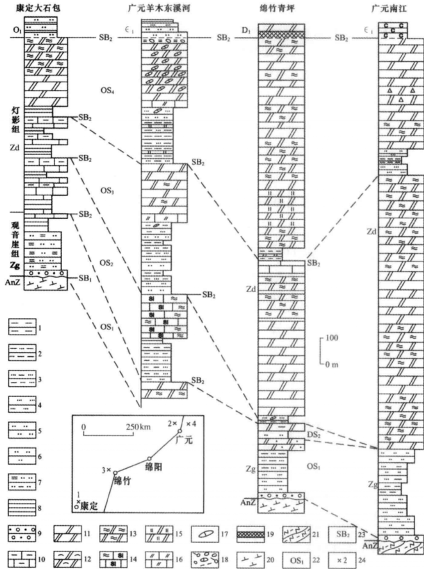


图 3–5　上扬子西缘晚震旦世等时地层格架（据邹光富和陈永明，2001）

1—泥岩；2—粉砂质泥岩；3—泥质粉砂岩；4—粉砂岩；5—砂岩；6—石英岩；7—绢云母石英片岩；8—板岩；9—砂质砾岩；10—泥质灰岩；11—白云岩；12—丘状藻白云岩；13—纹层状藻白云岩；14—硅化灰岩；15—硅化白云岩；16—白云质灰岩；17—灰岩透镜体；18—古风化残积角砾岩；19—磷块岩；20—正长岩；21—变粒岩；22—层序及编号；23—Ⅱ型界面；24—剖面位置及编号

2．被动大陆边缘沉积

以现今的方位来看，在扬子微大陆的北、东南、西南三面边缘，由于震旦纪—中奥陶世处于拉张构造环境，发育面向周围古大洋的被动大陆边缘盆地，并在整体坳陷沉降的同时伴有断陷活动，呈现向大洋倾斜的阶梯状断阶或垒、堑相间结构。其中，上扬子北缘与商丹洋有关形成秦岭被动大陆边缘盆地，西缘、西南缘与昌宁—孟连洋有关形成川滇西部陆缘盆地，东南缘与华南洋有关形成扬子东南被动大陆边缘盆地。各个被动陆缘普遍接受富含泥质和硅质的深水沉积，由陆架渐变为陆坡至深海洋盆，厚度较川中地区同时代陆架沉积大大增加。其中，西南缘与昌宁—孟连洋有关的被动大陆边缘盆地由于后期改造的影响，残留岩片较少且不易识别，尚无完整的认识成果。仅在滇川西部的屏边—金平—绿春从震旦系到志留系表现为向西的被动陆缘斜坡，浊流沉积由东向西侧向加积、陆棚—台缘沉积由东向西发生进积（参见图2–4）。

在上扬子北缘的秦岭地区，西段下寒武统下部以泥岩夹碳质、硅质页岩为特征，东段以钙质、砂质泥岩为主，上部主要为浅水碳酸盐岩，地层厚度显示自NW向SE减薄的趋势，反映海水来自秦岭方向；中、晚寒武世—早奥陶世时期，海域范围缩小，且主要为潮坪沉积，代表海退低位期沉积（梅志超等，1995）。

在扬子微大陆西北部，下寒武统太阳顶群在诺尔盖北侧为被动大陆边缘的非补偿性沉积，形成于半深水的滞流水沉积环境（姜琦刚，1994），迭部地区表现为还原条件下的陆棚—盆地相沉积（参见图2–2），岩石以深灰—灰黑色含碳硅质岩、硅质板岩、碳质板岩为主，水平层理发育（蔡立国等，1993）；下奥陶统在迭部和平武以东有零星分布，为碳质板岩、硅质岩夹少量灰岩的组合（蔡立国等，1993）。

3．剥蚀区

由于上扬子西部地区部分早古生代地层出露不完全或缺失，剥蚀区的认识尚存在一定的差异。杨逢清等（1994）认为，松潘—甘孜的东北部阿坝、诺尔盖、松潘等地在震旦纪、早古生代和晚古生代泥盆纪时基本处于古陆状态。蔡立国等（1993）则认为，松潘—诺尔盖地区的震旦系下部为石英砂岩夹板岩，上部为白云质灰岩、白云岩，含丰富的藻类化石，其分布范围广泛，与扬子地块有亲缘关系，反映一个稳定的碳酸盐岩台地，但中、上寒武统在四川平武、青川等地缺失。

根据梅志超等（1995）的研究，上扬子地区海进作用始于寒武纪梅树村期，至龙王庙期末发生海退，川中、汉南、勉县、略县以及西乡等地隆升为陆。冯增昭等（2001）根据古构造的恢复认为，上扬子板块西部地区寒武纪时期的剥蚀区主要见于康定地区和元谋以西至下关（大理）地区。此外，在川北城口至陕南紫阳地区，缺失下寒武统早期沉积，表现为陆地。寒武纪以后的地壳上升使得上扬子板块西部和南部陆地不断扩大，川中地区可

能形成了水下隆起（郭正吾等，1996）。

（二）晚奥陶世—志留纪（附图 3—附图 4）

奥陶纪—志留纪，上扬子区的地层表现出较大变化（表 3–2），从稳定型沉积逐渐向活动型或次稳定型演化（郝子文等，1999）。中、晚奥陶世时期，伴随着扬子周缘洋盆的消减事件，扬子克拉通地台区海退扩大，导致碳酸盐岩沉积作用结束。

穆恩之等（1981）和冯洪真等（1993）认为，晚奥陶世的五峰期上扬子区总体已存在海退的过程，同时其间有两次次级的海进和海退（冯洪真等，1993），表层水体为淡化富氧，底层水体为盐度正常缺氧环境（戎嘉余，1984）。这种海侵假象造成向上变深的碳酸盐岩台地淹没，形成局限性富有机质的浅海深水盆地（马力等，2004），如五峰组黑色页岩。晚奥陶世五峰期开始，扬子海域由碳酸盐岩台地转变为以碎屑岩为主的陆棚沉积体系（周名魁等，1993）。至志留纪，以川中为主的大部分地区缺失中、晚志留世沉积而成为剥蚀区（郭正吾等，1996），即前人所谓的乐山—龙女寺古隆起，可能是华南洋俯冲消减作用的响应。

需要指出的是，在上扬子西北部的诺尔盖—松潘地区，上奥陶统—志留系仅零星分布于北缘—东缘的降札、白龙江、康县、平武、茂汶等地，岩性为板岩、硅质岩、粉砂岩、砂岩等组合，厚度约在 599～1894m（上奥陶统）和 1130～5000m（志留系），自下而上有盆地相到盆地边缘—陆棚相到浅海碎屑岩相的发展趋势（蔡立国等，1993）。在上扬子西缘的木里水洛河一带保留有下志留统笔石相页岩、硅质岩，夹基性火山岩及碳酸盐岩，巴塘一带有碳酸盐岩、中基性或中酸性火山岩组合（侯立玮等，1991）。由此推测，晚奥陶世—志留纪海退作用的影响并没有使上扬子板块西部完全退出海域，并可能持续到泥盆纪时期表现为上扬子西部的被动大陆边缘。晚奥陶世—志留纪，上扬子板块可能已初步具备东高西低的趋势和隆凹展布格局。

因此，早古生代是上扬子西部地区被动大陆边缘发展的主要时期。其被动大陆边缘沉积向北未超越商丹蛇绿混杂岩带，可能在迭部—十堰一线；向南未超越昌宁—孟连蛇绿混杂岩带，但现今仅在金沙江一带有沉积表现。而被动大陆边缘的深水碳酸盐岩和泥岩有机质丰富，是成为有利烃源岩的重要因素之一。

第二节　晚古生代—早中生代的构造演化与沉积作用

一、古特提斯构造域的洋盆配置及演化

晚古生代—早中生代是上扬子西部边界处于古特提斯构造域演化发展的主要时期。古特提斯残迹从南到北主要分布于晚古生代昌宁—孟连、金沙江—墨江、甘孜—理塘及阿尼

玛卿—勉略蛇绿岩带之间（许志琴等，1992；张国伟等，1995；钟大赉等，1998；张旗和周国庆，2001），并由蛇绿岩带及其相关岩系的空间配置记录着洋盆打开与闭合的历史。

根据蛇绿岩带的空间分布（图 3–6，图 3–7），滇川地区的昌宁—孟连蛇绿岩带代表消失了的古特提斯主洋盆遗迹，金沙江—墨江蛇绿岩带、甘孜—理塘蛇绿岩带、阿尼玛卿—勉略蛇绿岩带分别代表了古特提斯的三个分支洋盆或有限洋盆（钟大赉等，1998；张国伟等，2003；赖少聪等，2003）。这些蛇绿岩带在一定程度上是上扬子板块西部地区在古特提斯构造域体制下构造边界的反映。它决定了研究区在古生代—中生代期间，相对稳定的微地块具有以不同时期洋盆和支洋盆为构造边界的时空演化特征。

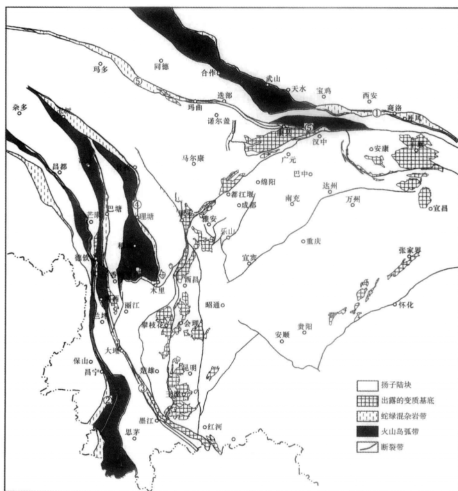


图 3–6　上扬子板块西部地区主要蛇绿岩带及岛弧带空间配置略图

①商丹蛇绿岩带（原特提斯构造）；②昌宁—孟连蛇绿岩带；③金沙江—墨江蛇绿岩带；④甘孜—理塘蛇绿岩带；⑤阿尼玛卿—勉略蛇绿岩带

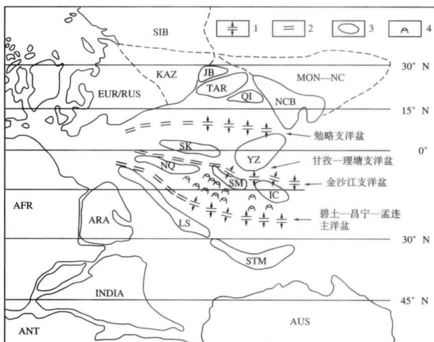


图 3–7　上扬子板块西部地区早二叠世古特提斯洋格局示意图（据钟大赉等，1998 改编）

1—古特提斯洋脊；2—古特提斯初始洋盆或裂谷盆地；3—地块；4—洋岛

ARF—非洲；ARA—阿拉伯；ANT—南极大陆；AUS—澳大利亚；EUR/RUS—欧洲 / 俄罗斯；JB—准噶尔；KAZ—哈萨克斯坦；MON—蒙古；NC—华北地块；IC—印支地块；STM—缅泰马；YZ—扬子微大陆；NQ—北羌塘地块；SM—思茅地块；TAR—塔里木地块；QD—柴达木地块；LS—拉萨地块；SK—南昆仑地块；SQ—南羌塘地块

（一）昌宁—孟连蛇绿岩带（古特提斯主洋盆）

昌宁—孟连蛇绿岩带南延纵贯泰国和马来半岛，北延碧土蛇绿混杂岩带，并可与藏北的龙木错—双湖蛇绿岩相接（吴根耀，2006）。在澜沧江河谷内茅口期的拉落布组为肢解了的蛇绿岩套（罗君烈，1990），在维西白济汛—兰坪营盘一带为洋脊型火山岩和镁铁—超镁铁堆晶杂岩（莫宣学等，1993）。

滇西铜厂街蛇绿岩中辉长岩 385Ma 年龄值说明该洋盆在中—晚泥盆世已形成，石炭纪是洋盆发育的全盛期（钟大赉等，1998）。二叠纪，碧土—昌宁—孟连洋盆发生向东消减，自西向东呈现出弧前海沟—火山弧—弧后盆地的展布，形成西太平洋岛弧型活动陆缘（钟大赉等，1998；吴根耀等，2000）。杂多—昌都火山岩及澜沧火山岩构成了与之相配套的火山岛弧带。碰撞型岩体的年龄在 254～213Ma（钟大赉等，1998），指示碰撞作用可能从晚二叠世开始，可延续到晚三叠世，高潮约在中三叠世末期。

莫宣学等（1998）估算该洋盆在石炭纪—早二叠世的最大宽度为 1367km，钟大赉等（1998）认为，早石炭世洋壳消减以前的古特提斯洋盆宽约 2500km。昌宁—孟连蛇绿岩带

代表了晚古生代位于昌都—思茅地块与藏中南—缅马泰陆块之间的主洋盆，但其现今的残迹仅宽 20 ~ 30km，蛇绿混杂岩带最宽处仅 1～2km。

（二）金沙江—墨江蛇绿岩带（古特提斯支洋盆）

金沙江—墨江蛇绿岩带 375～282Ma 的定年结果反映古特提斯经历了不同阶段的扩张（钟大赉等，1998；简平等，1998，2003）。莫宣学等（2006）认为，金沙江—墨江洋盆洋壳开始打开的时间可能不会晚于早石炭世，到早二叠世达到最大规模。263～300Ma 可能为俯冲消减和闭合的阶段（简平等，2003），在时空演化上具有由南向北，从晚二叠世到晚三叠世晚期逐渐变化的特征（吴根耀等，2000）。

早二叠世—晚三叠世的金沙江—墨江洋盆具有向西俯冲消减的极性（莫宣学等，1993），缝合带西侧的上二叠统夏牙村组（或江卡拉组）、下三叠统马拉松多组火山岩、江达陆缘弧和相应的弧间盆地是与之相配套的弧—盆体系（侯增谦等，1991；吴根耀等，2000），形成安第斯型活动大陆边缘。金沙江—墨江蛇绿岩带岩性相当稳定，说明洋盆经历了持续等速的扩张过程（莫宣学等，2006）。

金沙江—墨江洋盆并不是导致生物隔离的广阔海洋。晚古生代时期思茅—兰坪—芒康地块边缘沉积中盛产的暖水型动物群和大羽羊齿，完全可与扬子地区的生物地层对比（钟大赉等，1998）。因此，金沙江—墨江蛇绿岩带在古特提斯演化过程中仅处于支洋盆的地位，代表着位于昌都—思茅微陆块与中咱陆块、扬子陆块之间的有限洋盆。

（三）甘孜—理塘蛇绿岩带（古特提斯支洋盆）

前人的研究认为，甘孜—理塘蛇绿岩带代表了晚二叠世至早、中三叠世洋盆的扩张和形成，而在其西侧形成的较为典型的义敦岛弧—弧后（间）盆地是与之相配套的弧—盆体系（莫宣学等，1993，2006）。根据弧火山岩的时代（T_3^1—T_3^2）及其上覆陆相煤系地层的时代（T_3^3）判断，甘孜—理塘洋可能自晚三叠世早期（T_3^1）开始向西俯冲，闭合和消亡于晚三叠世末（T_3^3）。

侯增谦等（1991）认为，甘孜—理塘洋盆的张开使得自奥陶纪至晚二叠世一直接受稳定台型沉积的中咱微陆块与扬子地台西南缘分裂开来。晚三叠世早期，发育成以南部乡城和北部昌台为中心的两个大型火山—沉积盆地，接受巨厚的复理石式沉积，伴有张裂有关的基性火山活动；中期，火山—沉积活动集中于盆地内部，并发生大规模与挤压相关的中酸性弧火山活动；晚期或末期，因强烈挤压和拼合，隆升成陆（侯增谦等，1991）。最终导致中咱陆块东侧的被动陆缘转化为弧盆活动边缘，自东向西依次形成理塘海沟、玉隆弧前盆地、昌台—乡城岩浆弧及弧间盆地群和义敦弧后盆地的格局（罗建宁等，1992）。

李继亮和张绍忠（1985）认为，甘孜—理塘蛇绿岩带南延的木里—西秋一带存在二叠

纪末形成的混杂堆积带。它代表了在二叠纪末和三叠纪初，扬子地台与理塘弧沟系的消减杂岩由于洋壳消减殆尽而相互碰撞并拼合在一起，使得该古特提斯的洋盆最终闭合。

（四）阿尼玛卿—勉略蛇绿岩带（古特提斯支洋盆）

在上扬子板块北缘，从阿尼玛卿德尔尼—玛沁向东至西秦岭的康县—略阳—勉县断续出露蛇绿岩、洋岛火山岩、岛弧火山岩及双峰式火山岩（张国伟等，2003）。不同区段的火山岩和蛇绿岩既有明显的可对比性，在发育程度上又存在明显差异。张国伟等（2003）认为，勉略洋仅是扬子北缘的一个有限洋盆。洋壳蛇绿岩出露于德尔尼、琵琶寺等地，岛弧火山岩主要分布于略阳—勉县、巴山弧，南坪—康县出露洋岛火山岩，黑峡沟、花山出露双峰式火山岩（张国伟等，2003；赖少聪等，2003），而勉略带以东未见蛇绿岩套，仅在局部见有二叠纪中晚期铁质超基性岩和基性火山岩，属陆内裂谷，且裂谷发育期（P—T_1）的沉积物主要为浅海—次深海碎屑复理石、深色薄层灰岩及硅质岩，尚未见深海沉积（秦德余，1992；吉让寿等，1997）。

年代学研究表明，蛇绿岩带的 SHRIMP U—Pb 年龄（345.3±7.9）Ma 和（308.2±4.9）Ma（陈亮等，2001；杨经绥等，2004）。赖少聪等（2003）认为，洋盆主体扩张形成时期可能在石炭纪—二叠纪；莫宣学等（2006）的研究认为，洋盆在二叠纪开始向北俯冲，在晚三叠世—早侏罗世前闭合。黑峡沟、文家沟约 242～219Ma 的火山岩变质年龄和勉县至略阳北侧约 206～220Ma 的花岗岩锆石年龄证实陆陆碰撞作用主要发生在晚三叠世（李曙光等，1996；Li 等，1999）。

区域地层对比表明勉略古洋盆形成过程具有自西而东“剪刀式”打开扩展的性质（李亚林等，2002）。洋盆—裂谷的关闭和碰撞造山则具有自东向西，呈“剪刀”式闭合的特征（Yin 等，1993；王二七等，2001；Liu 等，2005；Meng 等，2005）。

二、晚古生代—中生代构造演化的阶段划分

从以上古特提斯洋主洋盆和分支洋盆的形成演化可以看出，洋盆的扩张打开—消减俯冲—洋盆闭合主要发生在 D_{2-3}—T_{2-3} 时期，洋盆的演化预示着上扬子板块西缘构造边界的迁移，并可大致概括为以下 4 个阶段（图 3–8）。

（一）初始扩张裂陷—洋盆打开阶段（D_{2-3}—C_1）：

该阶段滇川地区的昌宁—孟连主洋盆出现洋壳（D_2），金沙江—墨江支洋盆初始扩张（C_1），秦岭地区勉略带自西向东发生扩张裂陷，并发展转化为初始洋盆（C_1）（图 3–9）。

伴随边界地区洋盆的打开，上扬子板块西缘地区总体表现为从初始同裂谷到初始小洋盆的沉积充填特征，早前的被动大陆边缘出现裂解，并可能在其内形成新的被动陆缘沉积体系。从柏林（1988）认为，攀西地区在泥盆纪—二叠纪（D—P）为裂谷环境。在川西盆

地南段，陈竹新等（2006）通过地震剖面构造解释发现二叠纪之前发育伸展的裂谷盆地，裂谷内数千米厚的充填物可能与龙门山志留系—石炭系的沉积特征相对应（图 3–10）。反映古特提斯洋盆扩张作用下龙门山一带可能存在裂陷作用。

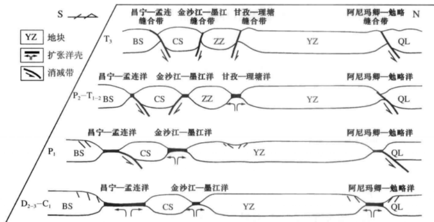


图 3–8　上扬子板块西部边界地区古特提斯阶段板块演化模式图

BS—保山地块；CS—昌都—思茅地块；YZ—扬子微大陆；ZZ—中咱地块；QL—秦岭地块

（二）分支洋盆扩张发育阶段（C_1—P_1）：

该阶段是金沙江支洋盆和勉略支洋盆的主体扩张期（图 3–11）。张国伟等（2003）认为，早石炭世贯通东西的统一勉略支洋盆已初步形成。而昌宁—孟连主洋盆可能已出现向东的消减作用。许效松等（1997）认为，扬子陆块的西部大陆边缘是双动力机制作用下控制的复合大陆架，一方面受不同块体边缘汇聚的相互制约，另一方面则受古特提斯洋扩张力的影响。金沙江支洋盆和勉略支洋盆在该阶段具有控制扬子西缘主要沉积展布的边界属性。受金沙江洋盆扩张的影响，昌都—思茅地块从扬子大陆裂离，三江口—木里一带形成裂谷，成为甘孜—理塘洋的先声。

（三）洋壳消减俯冲和板内裂陷阶段（P_2—T_2）：

岛弧火山岩、俯冲花岗岩以及俯冲变质变形作用揭示晚二叠世（P_3）金沙江支洋盆和勉略支洋盆已开始收缩，洋壳消减俯冲，出现岛弧岩浆和弧扩张与弧裂陷的演化。昌宁—孟连主洋盆可能已存在陆块的碰撞，出现相应的碰撞花岗岩。消减俯冲方向为昌宁—孟连主洋盆向东，金沙江支洋盆向西，勉略支洋盆向北（图 3–8）。

然而，甘孜—理塘支洋盆在晚二叠世则处于主体扩张时期，并延续到早、中三叠世。与之相应的是上扬子西部地区发生了广泛的区域性扩张裂陷活动，属大陆裂谷范畴。这包括早二叠世末—晚二叠世大规模玄武岩喷发的“峨嵋地裂运动”（罗志立等，1988）、炉霍—道孚和龙门山后山增强的裂陷活动（蔡立国等，1993）以及南秦岭的裂陷槽活动（吉让寿等，1997）等。

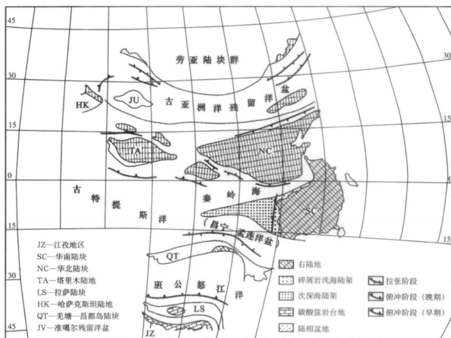


图 3–9 泥盆纪扬子陆块在中国古大陆中的地理位置（据许效松等，1996，修改）

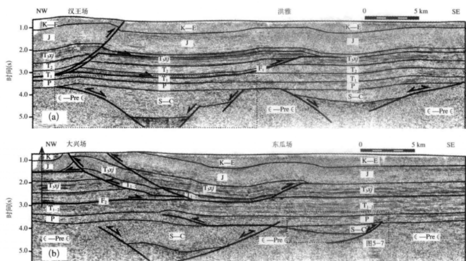


图 3–10 川西盆地南段古生代伸展裂谷（据陈竹新等，2006）

（a）汉王场—洪雅剖面；（b）大兴场—东瓜场剖面

图 3-11　早二叠世扬子陆块在中国古大陆中的地理位置（据许效松等，1996，修改）

一些研究者认为，这一时期上扬子西南部康定一带具有“Y”形的三叉裂谷样式，裂谷系中普遍见有基性、超基性岩浆的侵入和喷发形成的熔岩（俞如龙等，1989）。蔡立国等（1993，2005）认为，其间阿尼玛卿一带也有裂陷活动。陆壳扩张和裂谷作用导致中咱、昌都、诺尔盖等地块从扬子微大陆分裂，呈地块群漂移在古特提斯洋中。而在上扬子北部地区，南秦岭的裂陷作用具有陆内坳拉槽性质（吉让寿等，1997）；川北晚二叠世长兴期—早三叠世飞仙关期期间可能也存在裂陷作用，导致广元—旺苍海槽、开江—梁平海槽和鄂西—城口海槽的形成（图 3-12，王一刚等，1998，2006；魏国齐等，2006）。上扬子板块西部地区从南到北可能具有统一的深部动力学背景。

图 3-12　川北开江—梁平海槽略图（据魏国齐等，2006b）

（四）陆—陆碰撞造山阶段（T_3）：

中、晚三叠世，洋盆因陆—陆碰撞而相继闭合。尤其在三叠纪晚期，随着金沙江洋盆、甘孜—理塘洋盆和阿尼玛卿—勉略洋盆的俯冲消亡，上扬子西缘卷入了褶皱—冲断活动中。秦岭地块、中咱地块和思茅地块转化为强烈的碰撞造山环境（图 3–13）。

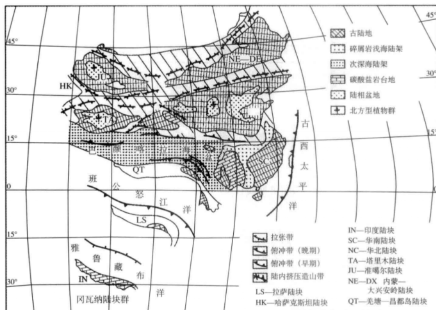


图 3–13　中三叠世扬子陆块在中国古大陆中的地理位置（据许效松等，1996，修改）

许志琴等（1992）认为，该时期阿尼玛卿—勉略缝合带和金沙江缝合带、甘孜—理塘缝合带分别构成上扬子西缘的南、北分支，扬子作为俯冲板块，发生在其周缘的碰撞作用具有“双向”造山和“双向”收缩的极性（图 3–14）。挟持于勉略缝合带和甘孜—理塘缝合带之间的松潘—甘孜地区转化为前陆，并自印支晚期结束海相沉积历史，开始发育大规模的推覆—滑覆和冲断构造。

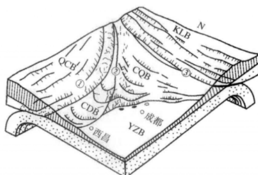


图 3–14　上扬子板块西部边界地区双向俯冲的板块动力学示意图（据许志琴等，1992）
QCB—羌塘—昌都陆块；YZB—扬子陆块；KLB—昆仑地体
①—金沙江蛇绿混杂岩带；②—甘孜—理塘蛇绿混杂岩带；③—阿尼玛卿—勉略蛇绿混杂岩带

三、晚古生代—中生代主要沉积特征

（一）泥盆纪—早石炭世

上扬子板块西部地区泥盆纪—石炭纪的地层简表见表 3–2。

加里东运动后，上扬子地区受隆起的

影响，川中古陆迅速扩大，与米仓山—大巴山和康滇古陆连成一片（四川省地质矿产局，1991），上扬子主体以川中为核心，至早石炭世均无沉积，以侵蚀和夷平为特征。沉积作用伴随着古特提斯洋的扩张和原特提斯商丹（秦岭）洋的碰撞闭合而主要发生在古陆边缘。北部勉略洋盆和南部的昌宁—孟连洋盆的打开分别控制了其所挟持的上扬子西部地区的海相沉积特征。

表 3–2　上扬子西部地区泥盆纪—石炭纪岩石地层序列略表

<table>
<tr><th colspan="2">地层</th><th colspan="3">巴颜喀拉地层区（郝子文等，1999）</th><th>四川地层区（四川省地质矿产局，1991）</th></tr>
<tr><td rowspan="4">C</td><td rowspan="2">C_2</td><td rowspan="4">顶坡组</td><td rowspan="4">邛依组</td><td rowspan="2">西沟组</td><td>马平组</td></tr>
<tr><td>威宁组</td></tr>
<tr><td rowspan="2">C_1</td><td rowspan="2">雪宝顶组</td><td>总长沟组</td></tr>
<tr><td>马角坝组</td></tr>
<tr><td rowspan="4">D</td><td>D_3</td><td>塔利波组</td><td></td><td rowspan="4">危关组</td><td>长滩子组
茅坝组
沙窝子组
土桥子组</td></tr>
<tr><td rowspan="2">D_2</td><td>苍纳组</td><td>崖子沟组</td><td rowspan="2">观雾山组
金宝石组</td></tr>
<tr><td>穷错组</td><td>蚕多组</td></tr>
<tr><td>D_1</td><td>格绒组</td><td>依吉组</td><td>养马坝组
二台子组
谢家湾组
甘溪组
白柳坪组
平驿铺组</td></tr>
</table>

1．北部滨岸—陆棚—盆地沉积

泥盆纪，秦岭地区呈现北高南低的古地形（杜远生，1997）。北秦岭因商丹（秦岭）洋盆消减俯冲而具有造山性质，缺失下泥盆统沉积，向南为狭窄的大陆边缘，堆积了刘岭群的碎屑岩沉积（许效松等，1997）。一些研究者认为其代表加里东造山之后形成的前陆盆地（许志琴等，1986；吉让寿等，1997；蔡立国等，1993，2005），而一些研究者则认为是北秦岭岛弧杂岩带南侧弧前盆地沉积（王宗起等，2002；Ratschbacher 等，2003；Hacker 等，2004；Yan 等，2006）。近年来的研究认为其沉积物细、石英含量很高，成熟度高，可能代表一个伸展构造环境，而非弧前盆地或前陆沉积（任纪舜，2004）。

在南秦岭的略阳—勉县一线，出露的岩片表明这一地带发育初始裂陷快速粗砾屑堆积（踏坡群 D_{1-2}）、裂谷边缘相冲积扇体系的扇三角洲至深水扇、斜坡相的重力流浊积岩系和盆地相的深水浊积岩系（三河口群浊积岩系 D）等，代表了勉略支洋盆从初始同裂谷到初始小洋盆形成的拉张环境（张国伟等，1996，2003；李三忠等，2002），并转变为一个由东向

西变深的槽形浅海域，其西部深水域内为继承海盆，东部为新生盆地（许效松等，1997）。

南秦岭勉—略带的区域地层对比显示（图 3–15），西部文县—康县一带中、下泥盆统发育良好，由下部的三角洲碎屑岩沉积向上过渡为碳酸盐岩台地相沉积，勉略地区的中、下泥盆统以碎屑岩为主，由下部快速垂向加积的冲积扇体系向浅海三角洲体系过渡；而东部西乡—高川一带缺失中、下泥盆统（D_{1-2}），晚泥盆世出现碎屑沉积和碳酸盐岩台地沉积（李亚林等，2002）。纵向上的沉积相序表现出碎屑岩陆架向碳酸盐岩陆架转化的过程，具有被动大陆边缘盆地的特征。

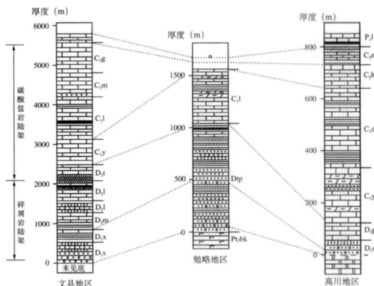


图 3–15　南秦岭勉略缝合带泥盆系—石炭系地层划分与对比（据李亚林等，2002）

文县地区：D_1s—石坊群组；D_1x—西沟组；D_2m—岷堡沟组；D_2l—冷堡子组；D_2l—团布沟组；D_3t—铁山群；C_1y—益哇沟组；C_1l—略阳组；C_2m—岷河组；C_2g—尕山组

勉略地区：Pt_3bk—碧口群；Dtp—踏坡群；C_1t—略阳组

高川地区：D_2s—三岔沟组；D_3p—蟠龙山组；C_1y—岩关组；C_1d—大塘组；C_2h—黄龙组；C_3m—马平组；P_1l—梁山组

早石炭世，受海平面相对下降的影响，南秦岭地区海水退至康县—汉中—竹山—老河口以北，龙门山地区退至康定—江油—文县以西，发育滨岸—局限台地碳酸盐岩组合（翟光明等，2002）。而勉略带内沉积相带发展差异较大，反映勉略洋的扩张具有自西向东不均一的特征（李亚林等，2002）。西部沉降速率大，文县一带为深水细碎屑岩夹薄层泥灰岩、灰岩、层状硅质岩沉积，东部西乡—高川一带为碳酸盐岩镶边的陆棚环境（孟庆任等，1996）。勉略带内主要以陆棚—盆地体系为特征，一些研究者在略阳附近蛇绿混杂岩的硅质岩夹层中和西乡孙家河组硅质岩层中分别发现早石炭世（C_1）的放射虫动物群表明石炭纪已开始发育深水盆地相沉积（冯庆来等，1996；王宗起等，1999；张国伟等，2003）。

因此，古特提斯时期，随着商丹洋南部勉略支洋盆的打开，洋盆位置向南迁移，泥盆

纪—早石炭世扬子北缘的被动大陆边缘可能在康县—西乡一线。

2. 中部滨岸—台盆沉积

分布在龙门山和康滇西北的巴颜喀拉地区。泥盆纪总体上为持续海侵，沉积类型经历了陆源碎屑岩与碳酸盐岩岩相混的浑水沉积到清水碳酸盐岩沉积（李祥辉等，1998）。翟光明等（2002）认为，早泥盆世早期为滨岸相碎屑岩沉积，中期以后，由于海侵作用而具有碳酸盐岩组合为主的局限台地—开阔台地相演化特征。龙门山后山带的危关群是一套厚达1196～3129m以上、由变质砂岩、千枚岩为主夹许多薄层灰岩或凸镜体的浅变质岩系，郝子文等（1999）认为属次稳定型裂陷槽沉积；刘文均等（1999）认为，自东向西从龙门山的前山带到后山带，泥盆系显示为东缓西陡的不对称裂陷盆地，总体上边缘相带形成宽阔平坦的碳酸盐岩台地，而深水沉积偏向西，危关群主体应属深水环境下的浊积岩沉积。根据现有的地震测线解释，龙门山一带二叠系之下确有裂陷盆地的表现（图3–10）。

王全伟等（2001）认为，龙门山以西的扬子大陆区泥盆系纵向上具有由活动性海槽沉积演变为相对稳定台地型沉积的特征，横向上则具有台地型和海槽型相嵌毗连的展布格局，海槽型的危关群复理石碎屑岩与下伏的茂县群属连续的沉积相，并于晚泥盆世最末期关闭，早石炭世形成新的泛扬子台地沉积（图3–16）。在这种“台—槽”格局中，诺尔盖地块沉积较薄并可能缺失部分泥盆系—石炭系（蔡立国等，1993）。

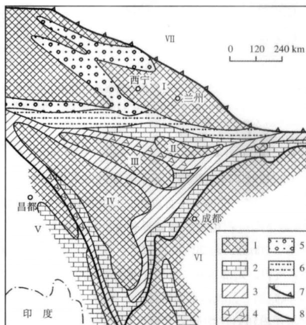


图3–16 西扬子大陆区泥盆系分布图（据王全伟等，2001）

1—古陆区；2—台地型泥盆系；3—海槽型泥盆系；4—海槽火山岩；5—前陆盆地磨拉石建造；6—大陆边缘砂泥岩建造；7—西扬子大陆边界；8—古陆边界

Ⅰ—祁连古陆；Ⅱ—白龙江古陆；Ⅲ—诺尔盖古陆；Ⅳ—甘孜古陆；Ⅴ—昌都古陆；Ⅵ—四川古陆；Ⅶ—华北古陆

3．南部台地—陆棚沉积

在扬子古陆的西南缘，受昌宁—孟连洋盆打开的影响，三江和滇黔桂海域泥盆纪时期沉积范围不断扩大，岸线大致沿禄丰—会东—昭觉一线和六盘水—筠连一线向北侵，可达马边南部地区，形成局限台地—开阔台地的碳酸盐岩沉积（翟光明等，2002）。分布在金沙江东岸四川白玉—云南中甸（香格里拉）一带的格绒组、穷错组、苍纳组和塔利波组属稳定的碳酸盐岩局限台地沉积，总厚度 621～904m（郝子文等，1999）。在金沙江沿岸奔子栏—霞若一带，上泥盆统至下石炭统断片中由石英片岩、千枚岩、泥质板岩、结晶灰岩及火山—沉积岩组成的岩系为是大陆拉张阶段的产物，指示浅海陆棚—斜坡半深海环境（冯庆来等，1999），应为上扬子西缘、西南缘的被动大陆边缘。

早石炭世，由于金沙江—墨江洋盆的打开，扬子陆块西南缘呈断槽和台块相间面貌。滇黔桂海域为碳酸盐岩台地和台间深水盆地组成。沉降幅度小的中咱台块形成石炭系生物礁体为主的碳酸盐岩，沉降幅度大的断槽形成厚度大（2000m 左右）的碎屑岩、泥岩和碳酸盐岩，夹少量火山岩。

（二）晚石炭世—早二叠世（附图 5）

上扬子板块西部地区石炭纪—二叠纪的地层简表见表 3–3。该阶段受洋盆扩张作用的影响，以区域整体沉降、接受广泛海侵为主，形成广阔的碳酸盐岩台地。

晚石炭世，金沙江洋盆、勉略洋盆的扩张和华南陆块的整体沉降使得海水自西南、西北、东南方向向古陆侵入，海侵范围扩大，除上扬子南部（川南、滇东北、黔北）为隆起区外，其余广大地区均成为开阔台地。沉积差异不大，主要为碳酸盐岩夹碎屑岩，下统为泥质灰岩与千枚岩的互层，上统为灰岩、生物灰岩。郝子文等（1999）认为，在巴塘、中甸（香格里拉）一带，顶坡组为南厚北薄的开阔台地鲕粒滩相沉积，而在龙门山后山带，从早石炭世的雪宝顶组为薄层含砂条带的泥质灰岩、泥灰岩与绢云母千枚岩互层，到晚石炭世的西沟组为薄层含白云质条带、生物屑条带、硅质条带或团块的结晶灰岩，反映从早到晚海水逐渐加深的台沟沉积环境。在南秦岭地区则发育陆棚碳酸盐岩沉积（翟光明等，2002）。

表 3–3　上扬子西部地区石炭纪—早二叠世岩石地层序列略表

<table>
<tr><td colspan="2">地层</td><td colspan="3">巴颜喀拉地层区（郝子文等，1999）</td><td>四川地层区
（四川省地质矿产局，1991）</td></tr>
<tr><td>P</td><td>P_1</td><td>冰峰组</td><td>?</td><td>三道桥组</td><td>梁山组</td></tr>
<tr><td rowspan="4">C</td><td rowspan="2">C_2</td><td rowspan="4">顶坡组</td><td rowspan="4">邛依组</td><td rowspan="2">西沟组</td><td>马平组</td></tr>
<tr><td>威宁组</td></tr>
<tr><td rowspan="2">C_1</td><td rowspan="2">雪宝顶组</td><td>总长沟组</td></tr>
<tr><td>马角坝组</td></tr>
</table>

早二叠世早期，海侵达到最大，上扬子地区演变为克拉通盆地，康滇古陆在丹巴—康定—西昌一线尚有部分存在，其东侧为滨岸相—局限台地相碎屑岩、沉积组合。沉积特征显示为自南而北的碳酸盐岩缓坡。在相对高的部位（川中—黔北）沉积了浅色厚层灰岩，其他地区为较深水灰岩、燧石灰岩夹硅质岩（梁山组—栖霞组），是上扬子地区的重要烃源岩系。金沙江东岸的冰峰组为浅灰色厚层块状、质地较纯的细粒灰岩沉积，为稳定型沉积产物，龙门山后山带的三道桥组为一套角砾状灰岩，具有东厚西薄、南厚北薄的沉积趋势，反映次稳定型沉积特征（郝子文等，1999）。

从沉积特征来看，推测这一时期的上扬子板块南、北的被动大陆边缘边界位置较前期可能变化不大。

（三）中、晚二叠世—中三叠世（附图6—附图7）

上扬子板块西部地区中二叠世—中三叠世的地层简表见表3–4。

1. 晚二叠世

中、晚二叠世之间是扬子陆块西缘的重大转折期。康滇古陆隆起为剥蚀区，可能与扬子西南缘金沙江支洋盆自南向北的消减、昌宁—孟连主洋盆的陆陆碰撞和冈瓦纳型地块群拼贴有关。以康滇古陆为界的沉积岩相显示东、西分带性。岩相古地理的突变反映了上扬子地区于中二叠世茅口组沉积晚期发生大规模海退和地壳快速抬升作用，这使得西南高、东北低的总体古地理格局形成，并在此背景下晚二叠世的海侵形成了颇具特色的碳酸盐岩缓坡沉积。

表3–4　上扬子西部地区中二叠世—中三叠世岩石地层序列略表

<table>
<tr><td colspan="3">年代地层</td><td colspan="4">巴颜喀拉地层区（郝子文等，1999）</td><td colspan="2">四川地层区
（四川省地质矿产局，1991）</td></tr>
<tr><td rowspan="4">T</td><td rowspan="2">T_2</td><td>拉丁期</td><td rowspan="2">扎尕山组</td><td>马索组</td><td rowspan="2">列衣组</td><td rowspan="2">洁地组</td><td colspan="2">天井山组</td></tr>
<tr><td>安尼期</td><td>三珠山组</td><td colspan="2">雷口坡组</td></tr>
<tr><td rowspan="2">T_1</td><td>奥伦尼期</td><td rowspan="2">菠茨沟组</td><td rowspan="2">领麦沟组</td><td rowspan="2">党恩组</td><td rowspan="2">布伦组</td><td colspan="2">嘉陵江组</td></tr>
<tr><td>印度期</td><td colspan="2">飞仙关组</td></tr>
<tr><td rowspan="4">P</td><td colspan="2" rowspan="3">P_3</td><td colspan="2"></td><td>卡翁沟组</td><td></td><td>长兴组</td><td>大隆组</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">赤丹潭组</td><td rowspan="2">冈达概组</td><td rowspan="2">大石包组</td><td>龙潭组</td><td>吴家坪组</td></tr>
<tr><td>峨眉玄武岩</td><td></td></tr>
<tr><td colspan="2">P_2</td><td colspan="2">冰峰组</td><td>?</td><td>三道桥组</td><td colspan="2">茅口组
栖霞组</td></tr>
</table>

1）滨岸—台地沉积

在康滇古陆以东的扬子地区，中二叠统茅口组浅海台地碳酸盐岩沉积在南部突变为上二叠统宣威组陆相沉积，在北部突变为上二叠统龙潭组滨浅海相碎屑岩沉积。空间上，上扬子早、中二叠世南北分带岩相古地理格局在晚二叠世转变为东西向的展布特征。自西向东依次为川滇古陆（剥蚀区）、川滇冲积平原、川黔滨海平原碎屑岩和川黔赣浅海碳酸盐岩

台地，其分界大致在丹巴—玉溪一线、都江堰—曲靖—开远一线和遂宁—富源—师宗一线（翟光明等，2002）。

在康滇古陆以西，金沙江东岸中咱冉浪—赤丹地区以赤丹潭组为代表，发育开阔台地碳酸盐岩沉积，含鲕粒灰岩、含燧石灰岩交替出现（侯立玮等，1994；郝子文等，1999；翟光明等，2002）。

在松潘—阿坝地区，中、晚二叠世表现为由浅海突变为陆地环境。蔡立国等（1993）认为，在理县以北、松潘以西缺失上二叠统沉积。而玛曲—诺尔盖至西秦岭舟曲的大部分地区则继承了早二叠世的沉积面貌，主要为滨浅海台地碳酸盐岩夹碎屑岩沉积。

2）裂陷—台盆沉积

晚二叠世，上扬子西部地区的板内裂陷和伸展活动在西南部主要表现为峨眉山玄武岩的喷逸（图 3–17）。峨眉山玄武岩形成后，西南地区的穹状隆升一直持续到晚三叠世（翟光明等，2002）。

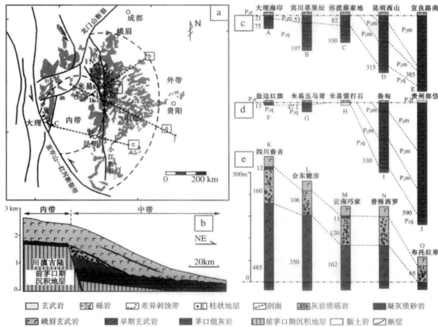


图 3–17　上扬子西部地区二叠系玄武岩分布特征（据何斌等，2003，2006 改编）

（a）峨眉火山岩地质简图；（b）峨眉玄武岩冲积扇示意剖面；（c）二叠系茅口期地层对比联合剖面；（d）二叠系茅口期沉积地层对比联合剖面；（e）峨眉玄武岩及下部沉积碎屑岩联合剖面

P_3lt—龙潭组；P_3e—峨眉玄武岩；P_2m—茅口组；P_2q—栖霞组

九龙—西昌—华坪至丽江—盐源—稻城之间由于甘孜—理塘洋盆的打开，以卡翁沟组为代表的上二叠统为陆棚—沼泽相碎屑岩、泥质岩沉积，岩性、岩相变化极大，冈达概组出现玄武岩，上部沉积灰岩、白云质灰岩（郝子文等，1999）。龙门山—锦屏山、炉霍—道

孚一带的大石包组以发育厚层玄武岩为特征，显示裂陷活动型沉积（郝子文等，1999）。

而在上扬子北缘的川北地区，一些研究者提出广元—旺苍、开江—梁平和鄂西—城口等地存在晚二叠世的裂陷海槽（王一刚等，1998，2006；魏国齐等，2006），或水体相对较深的碳酸盐岩缓坡或台盆（马永生等，2006c；倪新锋等，2007）。王一刚等（1998）认为，碳酸盐岩缓坡环境实质上是包括滨岸在内的狭义的陆棚沉积环境，将川东地区晚二叠世沉积环境确定为碳酸盐岩缓坡带主要是从总体上看该区上二叠统不具备碳酸盐岩台地相（镶边陆棚相）的基本特征。

川北地区的裂陷系主要发育于晚二叠世长兴期—早三叠世飞仙关期，制约着川北地区晚二叠世长兴组生物礁气藏和早三叠世飞仙关组鲕滩气藏的分布（魏国齐等，2004）。根据地层沉积特征（图3-18），晚二叠世长兴期海槽为欠补偿沉积，为一套深水相泥质岩系，水平层理发育，含有浮游生物化石，如菊石、硅质放射虫、海绵骨针等，在海槽的边缘发育陆棚边缘礁相沉积；到早三叠世飞仙关组沉积早期，海槽分布范围最广，为深灰色—灰色薄层状泥晶灰岩、泥质泥晶灰岩夹硅质泥岩沉积为主，含有放射虫、骨针等微体生物化石，在环海槽的边缘发育斜坡相沉积和陆棚相沉积，主要为泥晶灰岩和少量泥灰岩，产出厚度较大、分布较稳定、连片性较好的鲕粒滩；飞仙关组沉积结束时，开江—梁平海槽完全关闭，海水向广海方向退出（魏国齐等，2006），深水区被填平补齐，台地均一化为开阔台地到局限台地，最后以发育台地蒸发岩为主，斜坡及台盆相以及台缘鲕粒滩不发育。

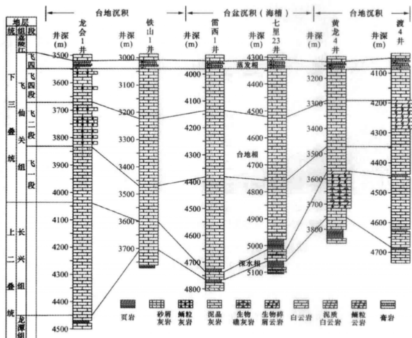


图3-18　川东北长兴组—飞仙关组地层格架（据倪新锋等，2007，修改）

3）陆棚—盆地沉积

在南秦岭地区，中、上二叠统以浅海—半深海硅质岩为主，岩性主要为硅质岩、硅质泥岩、泥灰岩、泥岩等，具有韵律层理，分布有孤立的碳酸盐岩台地（王立亭等，1994）。长兴期沉积自南向北加深，具有典型的被动大陆边缘沉积的特征，指示其北侧存在勉略洋盆（张国伟等，2003）。

2. 早、中三叠世

1）台地沉积

康滇古陆作为一个隆起区始终存在，其西、南部由于金沙江洋盆趋于封闭，楚雄盆地缺失了早、中三叠世的沉积，其东侧四川盆地及其相邻区继承了二叠纪时期浅海和碳酸盐岩台地沉积体系特征，并在干旱气候环境下出现了较大规模的咸化海域，尤其在川中—泸州隆起周围具备较好的成盐条件，形成蒸发台地相或局限台地相（翟光明等，2002），如下三叠统嘉陵江组和中三叠统雷口坡组的膏岩沉积。

2）北部斜坡—陆棚沉积

勉略带南部的早三叠世自北而南发育下部浅海泥质—灰泥质盆地体系、中部浅海碳酸盐岩陆架斜坡体系和上部碳酸盐岩台地体系，反映了勉略有限洋盆有所萎缩（Liu 和 Zhang，1999）。而上扬子北缘巨厚的巴东组（T_2）垂向从细粒向粗粒的沉积演化表明，自中三叠世开始，勉略带自东向西已开始转入早期海相前陆盆地沉积时期，勉略洋盆斜向碰撞封闭具有自东向西的穿时过程（张国伟等，2003）。川北地区为浅海陆棚和三角洲或滨海平原沉积环境，构造上为前陆斜坡。

3）西部张裂陆缘沉积

康滇古陆以西的川滇地区早、中三叠世主要发育台地—滨岸碎屑岩沉积体系及碳酸盐岩沉积体系，为扬子板块西缘被动大陆边缘的组成部分（翟光明等，2002）；在甘孜—理塘构造带以西的义敦地区，下、中三叠统的党恩组和列依组为盆地边缘相到斜坡相的重力流和深水硅泥质沉积（陈明和罗建宁，1999），反映甘孜—理塘支洋盆的拉张活动在这一时期仍有延续。

在甘孜—理塘构造带以东的诺尔盖—松潘地区，三叠系是一套灰黑色砂岩、板岩组成的砂泥复理石，以沉积韵律频繁、象形印模发育、古生物化石单调、几乎不含火山岩为特征，已知最大厚度达 10982m（郝子文等，1999）。被国内外学者普遍认为形成于深海环境，发育浊流沉积。郝子文等（1999）认为，三叠纪诺尔盖—松潘所处的巴颜喀拉地层区海水进退频繁，持续时间短暂，构造变动处于以合为主、板内拉张的格局。蔡立国等（1993，2005）认为，早三叠世，诺尔盖—松潘发育开阔碳酸盐岩台地—蒸发岩台地，但在北部的阿尼玛卿一带和南部的炉霍—道孚一带可能存在裂陷槽活动（图 3–19）。代表裂陷槽活动的浊积岩在阿尼玛卿一带出现于中三叠世晚期（拉丁期），但并没有造成生物群面貌在区域

上的明显分隔，表明裂陷槽的存在时期较短暂。杨逢清等（1996）在诺尔盖—唐克一带发现晚三叠世卡尼期的侏倭组等深流沉积下伏砂泥质的低密度浊流沉积，上覆非重力流的深海—半深海沉积，这种共生关系反映了诺尔盖地区在晚三叠世卡尼期时，位于被动大陆边缘的陆隆至盆地边缘区，既接受了大量低密度浊积物，同时或稍后又受到等深流的叠加改造，说明此时三叠纪拉丁期开始后裂陷活动在不断的加深扩大。据梁斌等（2004）报道，在雅江—道孚附近的中三叠世拉丁期硅质岩中发现放射虫动物群，表明该时期这一地区同样也存在短暂而强烈的裂陷活动，但形成的裂陷槽规模十分有限。

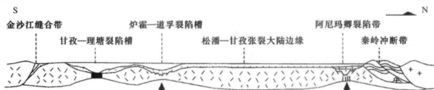


图 3-19　诺尔盖—松潘及其邻区早、中三叠世裂陷槽发育示意图（据蔡立国等，1993）

孟庆任等（2007）通过松潘与西秦岭地区的区域地层对比（图 3-20）认为，松潘地体北部和西秦岭宕昌—迭部一带的下三叠统和中三叠统的下部（菠茨沟组 / 马热松多组和郭家山组）由厚层碳酸盐岩岩相组合组成，反映浅水碳酸盐岩台地沉积环境。但从中三叠世安尼期到拉丁期，沉积相出现快速转变，中三叠统上部（杂谷脑组 / 光盖山组）和上三叠统下部（侏倭组）的沉积相组合反映深水盆地和斜坡底部沉积裙体系沉积。这一方面指示从中三叠世安尼期到拉丁期，碳酸盐岩台地发生了快速沉降，另一方面也可能印证松潘地

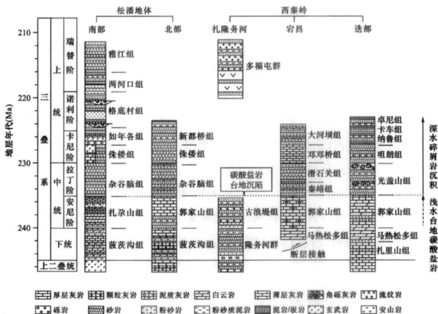


图 3-20　西秦岭和松潘地体三叠系地层格架（据孟庆任等，2007，有修改）

体北缘存在裂陷活动。

闫臻等（2007）认为，诺尔盖—松潘地区中三叠世沉积以河流湖泊及浅海相为主，但并不排除局部存在复理石沉积。岩性组合的空间展布特征及其粒度变化特征表明（图3–21），北部沉积主要为细砾岩、含砾泥岩、砂屑灰岩、内碎屑灰岩、长石砂岩、岩屑杂砂岩等组合，发育砾石叠瓦状构造、丘状层理等河流及滨岸沉积构造组合，向南逐渐变为泥灰岩、泥岩、粉砂岩、微晶灰岩等岩石组合，发育羽状层理、波纹层理等沉积及滑塌构造，显示岩石粒度变细，水体逐渐加深。因此，中三叠世时期的松潘—甘孜盆地在南西方向上应为深水环境，而在北东方向上为相对浅水的近源沉积，且碎屑沉积成熟度不高（陈岳龙等，2006；闫臻等，2007）。

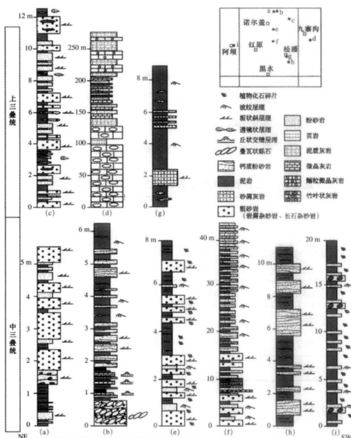


图3–21　诺尔盖—松潘中、上三叠统沉积特征（据闫臻等，2007）

NE为相对浅水的近源沉积，SW为深水环境

综上所述，诺尔盖—松潘地区在早、中三叠世可能受北部勉略洋盆消减闭合的影响显著，总体上呈北东高、南西低的沉积面貌。而与此同时受南部甘孜—理塘洋盆扩张的影响，使得整个区域总体处于稳定沉降阶段，并可能卷入板内张裂活动而形成裂陷沉积体系。在

中三叠世晚期（拉丁期），由于裂陷槽演化速度快，发育厚度巨大的滑塌混杂堆积、碳酸盐岩重力流及浊积岩。

晚二叠世—中三叠世，上扬子西部地区的被动大陆边缘普遍存在区域板内裂陷活动的影响。一方面，甘孜—理塘支洋盆在这一时期处于主体扩张阶段，且南、北陆缘均有裂陷活动，但另一方面，由于受勉略支洋盆和金沙江支洋盆消减—俯冲的总体制约，裂陷活动均短暂而快速。被动大陆边缘边界在西南部可能退至甘孜—理塘混杂岩带（或炉霍—道孚）以东，在西北部可能退至阿尼玛卿—勉略混杂岩带（玛沁—诺尔盖—勉县—汉中）以南。中三叠世，诺尔盖—松潘地区北东高南西低的沉积面貌成为被动陆缘向周缘前陆转化的先声。

（四）晚三叠世

晚三叠世，随着金沙江洋盆、阿尼玛卿—勉略洋盆和甘孜—理塘洋盆的相继闭合和陆陆碰撞的发生，上扬子地区大面积海退，沉积盆地的沉降中心主体位于四川盆地以西。古地理面貌在晚三叠世早期有所继承，而在诺利期后普遍发生巨大变化，上扬子北缘、西缘、西南缘普遍转为周缘前陆盆地的主要发展时期。沉积特征的纵向变化显示，前陆盆地大致经历了卡尼期—诺利中期的前陆沉降与复理石充填阶段和瑞替期的陆相磨拉石充填阶段。至晚期（瑞替期）以后，诺尔盖—松潘所属的巴颜喀拉地层区缺失部分沉积（表 3–5）。

表 3–5　上扬子西部地区晚三叠世岩石地层序列略表

<table>
<tr><th colspan="3">地层</th><th colspan="4">巴颜喀拉地层区（郝子文等，1999）</th><th colspan="2">四川地层区
（四川省地质矿产局，1991）</th></tr>
<tr><td rowspan="6">T</td><td rowspan="6">T_3</td><td>瑞替期</td><td></td><td>英珠娘阿组</td><td></td><td rowspan="2"></td><td colspan="2" rowspan="2">须家河组</td></tr>
<tr><td rowspan="2">诺利期</td><td>雅江组</td><td colspan="2">喇嘛垭组</td></tr>
<tr><td>两河口组</td><td>图姆沟组</td><td>勉戈组</td><td>图姆沟组</td><td colspan="2" rowspan="2">小塘子组</td></tr>
<tr><td rowspan="3">卡尼期</td><td>新都桥组</td><td rowspan="3">曲嘎寺组</td><td rowspan="3">根隆组</td><td rowspan="3">曲嘎寺组</td></tr>
<tr><td>侏倭组</td><td rowspan="2">垮洪洞组</td><td rowspan="2">马鞍塘组</td></tr>
<tr><td>杂谷脑组</td></tr>
</table>

1．卡尼期—诺利期

1）缓坡台地沉积

这一时期，上扬子台地西部边缘下沉，沿巴颜喀拉盆地边缘向台地形成后退的碳酸盐岩缓坡。自东向西，由陆向盆地为混积滨岸—生物礁—缓坡—盆地相沉积。在龙门山东缘，绵竹、安县、江油一带马鞍塘组的鲕粒灰岩、粒屑灰岩和生物灰岩、部分生物丘等显示了这一碳酸盐岩缓坡沉积特征。生物丘主要是由蓝绿藻黏结碳酸盐沉淀物所形成（邓康龄等，1982）。

康滇古陆东、西两侧（西侧主要在丽江地区，东侧主要在滇东—黔西）仍有小范围的

残留海盆分布，主体为滨浅海陆源碎屑岩沉积体系（翟光明等，2002）。

2）前陆复理石沉积

卡尼期—诺利期，扬子西南缘和西缘的前陆沉积主要表现为海相复理石的充填。在扬子西南缘的楚雄盆地（图 3-22），晚三叠世卡尼期古哀牢山造山楔隆升成为物源区，造成沉积物源方向从早先单一的 SW 流向改变为以 NE 流向为主，次为 SW、SE 流向组成复杂的古流向系统（朱同兴和黄志英，1999）。沉积特征显示，卡尼期为海侵泥岩和泥灰岩相、细屑复理石、滑塌型泥灰岩和碳酸盐岩碎屑裙相、泥质复理石（云南驿组），诺利期为砂泥质复理石、陆棚砂泥岩、三角洲相沉积（罗家大山组），最后演化为进积型海岸相含煤砂泥

图 3-22　楚雄前陆盆地层序地层格架（据许效松等，1997）

AF—冲积扇；Fl—河流；MR—曲流河；LD—湖三角洲；LLa—滨湖；SLa—浅湖；Pr—FD—扇三角洲；DLF—湖底扇；SW—沼泽；DP—三角洲平原；DF—三角洲前缘；Li—滨海；SM—浅海；DS—深海；FL—复理石；SF—海底扇；LST—低位体系域；TST—海（湖）进体系域；HST—高位体系域；CS—密集段；SB—层序界面；1，2，3，4—层序编号

岩沉积（花果山组），从而结束了前陆复理石沉积演化史（朱同兴和黄志英，1999）。

而在上扬子西缘平武—茂县以西的诺尔盖—松潘地区，晚三叠世卡尼期的侏倭组与新都桥组为广海类复理石沉积，在马尔康地区厚达 1500 ~ 3000m（邓康龄等，1982）。新都桥组之上堆积的大套复理石厚度呈自西向东逐渐减薄。张国伟等（2003）认为，松潘北缘在晚三叠世卡尼期出现的强烈沉陷和细粒浊积岩充填代表半深海—深海斜坡环境，诺利期变为浅海陆棚粗中粒长石砂岩等沉积，代表海相磨拉石充填。李继亮等（2007）和闫臻等（2007）认为，在诺尔盖—松潘的上三叠统沉积剖面中（图 3–19），盆地北部出现河流、浅湖相沉积，中部以浅湖相沉积为主，局部出现深湖相沉积，南部主要为深湖相沉积，变形构造以冲褶席（duplex）为特点，表现出从北向南应变强度减弱，说明诺尔盖—松潘盆地是晚三叠世碰撞造山作用时期扬子板块北部北缘的前陆盆地。

近年来，一些研究者利用锆石定年技术对诺尔盖—松潘地区的中、上三叠统展开了沉积物源研究，取得了大量的研究数据（Bruguier 等，1997；Weislogel 等，2006；兰中伍等，2006；苏本勋等，2006；王伟等，2007；邓飞等，2008），通常认为三叠系碎屑组成的物源复杂，具有来自华北、扬子板块、北秦岭和南秦岭造山带的多源特征。我们利用前人的数据进行重新分类统计后发现（图 3–23），诺尔盖—松潘地区的中、上三叠统沉积具有与地层时代呈反序的年代学组合特征。从中三叠统扎尕山组向上变化到上三叠统下都村组，地层越新，较老的年龄组分越多。其中有两次较明显的突变期位于中三叠世的安尼期—拉丁期和晚三叠世的卡尼期—诺利期，以杂谷脑组和新都桥组中较老的年龄组分增加为特征，含有 1800 ~ 1900Ma 和 2400 ~ 2500Ma 的年龄组分。在晚三叠世的卡尼期—诺利期，新都桥组的碎屑锆石年龄组分趋于与西秦岭地区相一致可能意味着这一阶段的物源主体来自西秦岭，或是华北板块。反映上扬子西部在向北俯冲作用下，一个自北向南迁移的周缘前陆盆地形成。而诺尔盖—松潘地区的这一期前陆盆地发生的时限约在中、晚三叠世拉丁期—卡尼期。

2. 诺利期—瑞替期

晚三叠世诺利期以后，由于川西高原大部分上升为陆，四川盆地转变为内陆环境，主体为滨岸—湖泊—河流沉积体系发育区（翟光明等，2002）。在龙门山以西的诺尔盖—松潘地区，诺利期后发生构造变形而隆升，开始出现浅海陆棚—三角洲环境的沉积。最后随着甘孜—理塘洋壳的俯冲消亡，这一地区海水完全退出，并结束了海相沉积历史，发育河湖相含砾粗粒硬砂岩、杂砂岩，产大量植物化石（英珠娘阿组）。在纵向上构成了前陆盆地海相复理石到陆相磨拉石充填的转变。而上三叠统的碎屑锆石年代学表明（图 3–23），瑞替期的雅江组和下都村组中开始出现通常代表扬子物源区的 750 ~ 860Ma 的年龄组分，这一方面意味着瑞替期开始诺尔盖—松潘已接受大量来自扬子区的物质，另一方面也可能意味着上扬子西部地区盆山转化已开始，作为西部盆山边界的龙门山构造带可能已表现出前陆隆起的特征。

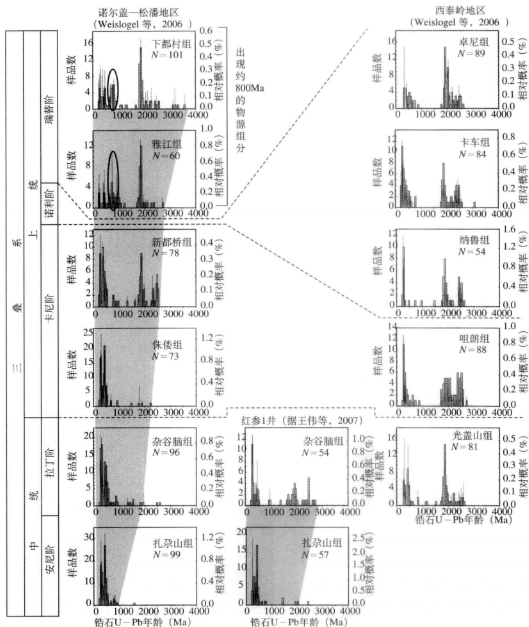


图 3–23　诺尔盖—松潘地区中、上三叠统锆石年龄分布对比

李勇和曾允孚（1995）认为，龙门山前陆盆地是晚三叠世诺利克期在扬子地台西缘的被动大陆边缘上发展起来的前陆盆地。本研究的分析表明其主体转化可能在瑞替期，该期前陆盆地已不同于诺尔盖—松潘地区拉丁期—卡尼期时的自北向南的迁移特征，随着松潘—甘孜构造带和龙门山构造带的崛起，上扬子西缘瑞替期开始的前陆盆地已表现

出自西向东的迁移、发展。与此同时，龙门山断裂带具有左行挤压转换的构造变形特征（Meng 等，2005）。

晚三叠世瑞替期以来，随着前陆盆地向克拉通内部发展，四川盆地的沉降中心位于龙门山前，前陆挠曲沉降使得川西须家河组（T_3x）表现出西厚东薄的沉积特征，在龙门山推覆体下厚度超过 3000m，川中不到 1000m，向东至重庆一带仅 500m（图 3-24）。扬子西

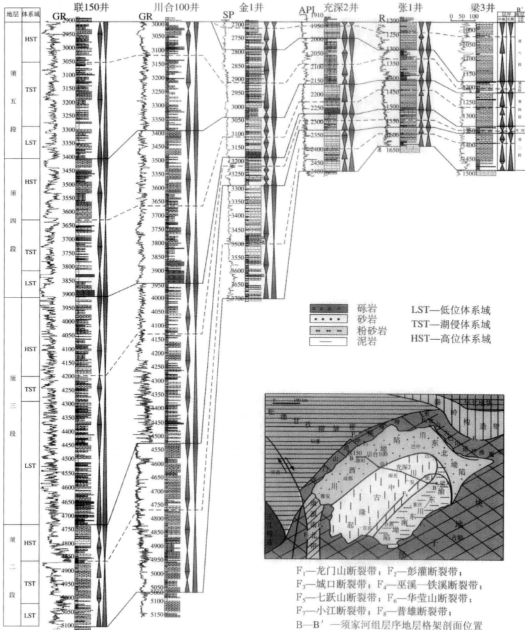


图 3-24　四川盆地须家河组层序地层格架（据郑荣才等，2009）

南缘的楚雄盆地也进入陆相磨拉石沉积阶段，属一套陆相冲积扇—河流沉积体系的砂砾岩、砂泥岩沉积夹河湖沼泽相碳质页岩和煤层（朱同兴和黄志英，1999）。总体上，除小金—马尔康盆地南部可能有浅海环境外，上扬子区内阿坝—诺尔盖、雅江、四川盆地、楚雄盆地等地在晚三叠世瑞替期呈连成一片的陆相河湖沉积。

第三节　中生代中晚期以来的构造演化与沉积作用

一、构造演化特征

晚三叠世印支期以来，上扬子西部地区基本结束了古特提斯构造域的演化，初步转变为陆内造山和构造变形环境。尽管这一阶段不直接受制于青藏南部新特提斯洋打开和闭合的制约，但与之同期在上扬子西部地区显示经历了燕山期和喜马拉雅期的多阶段构造改造和变形。北部秦岭—大巴一带和南部红河—哀牢山一带受勉略缝合带和金沙江缝合带碰撞造山的影响显著，出现大规模的推覆—冲断构造岩片，构造变形向扬子克拉通内部发展迁移，并使得松潘—甘孜地区形成特殊的弧形造山带三角区。上扬子西部地区因大规模的造山隆起而成为青藏高原东部的重要组成部分。后造山阶段，西高东低的盆山格局形成。川西龙门山一带由于远离碰撞缝合带，间隔松潘—甘孜造山带，其构造改造主要表现为持续上升伴随向东的重力扩展和重力滑动，东侧的川西前陆盆地保持完好，也是中生代中晚期以来后造山盆地沉积体系的主要发展区域。

根据松潘—阿坝东部晚印支以来的岩浆活动同位素年龄频谱特征，构造活动至少具有 5 个峰值期（张志兰等，1991）：208 ~ 200 Ma，196 ~ 170Ma，160 ~ 150Ma，140 ~ 110Ma 和 70 ~ 60Ma，可以大致与川西前陆盆地的周期性构造沉降相对应（图 3–25）。其中，一些研究者认为，印支晚幕以后形成的龙门山造山带在构造演化中具有由西向东推覆—滑覆的变形，并在前陆盆地形成后可能显示陆内俯冲机制（张志兰等，1991；罗志立，1991；邓晋福等，1995），而秦岭造山带南缘则为扬子大陆与秦岭造山带在陆内会聚过程中总体水平缩短—垂直增厚机制，不具有陆内俯冲的特征（邓晋福等，1995）。华北与扬子地块的拼合可能于早—中侏罗世完成（杨振宇和 Besse，2000），晚燕山—早喜马拉雅期的华南与华北可能处于逐渐焊合的过程中（徐政语等，2004）。

二、主要沉积特征

印支运动以来，上扬子西北部诺尔盖—松潘地区由于强烈抬升和褶皱造山，成为青藏高原的组成部分，大部分地区处于剥蚀状态。上扬子地区海相沉积完全结束，侏罗系—第

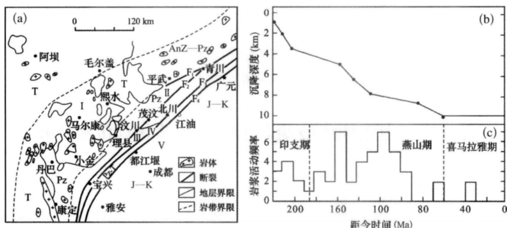


图 3-25 （a）松潘—阿坝东部印支末—燕山期岩浆岩带地质略图；（b）川西前陆盆地构造沉降曲线；（c）同位素年龄频率谱图（据张志兰等，1991；袁海华和张志兰，1994；李勇等，1995）

四系在四川盆地—楚雄盆地范围内主要为陆相沉积岩系（表 3-6），龙门山—锦屏山以东的侏罗系具有区域性陆相红盆沉积的特点（图 3-26）。

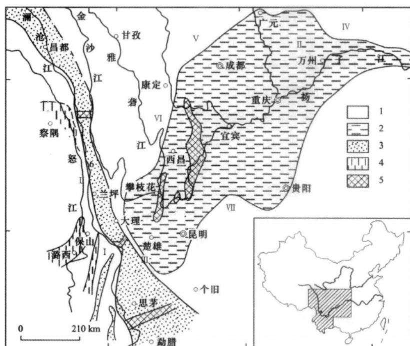


图 3-26 上扬子地区侏罗纪红盆沉积分布特征（据吴根耀，2005）
1—古陆和山地；2—侏罗纪陆相盆地；3—受海侵影响的盆地；4—海相盆地；5—次级隆起

表 3-6　上扬子西部地区侏罗系—第四系岩石地层序列略表

地层		巴颜喀拉地层区（郝子文等，1999）	四川地层区（四川省地质矿产局，1991）		
Q	Q_4		资阳组		
	Q_3		蓝家坡组 黄鳝溪组		
	Q_2		雷家院组 雅安组		
	Q_1		田家山组		
N	N_2	昌台组	红崖子组	青龙场组	
	N_1		凉水井组		
E	E_{2-3}	热鲁组			
	E_{1-2}		芦山组 名山组	柳家组	
K	K_2		灌口组	高坎坝组	
			夹关组	三合组 打儿凼组 窝头山组	
	K_1		天马山组	古店组	
				剑阁组 汉阳铺组 剑门关组	七曲寺组 白龙组 苍溪组
J	J_3		莲花口组	蓬莱镇组	
			遂宁组		
	J_2		沙溪庙组		
			新田沟组		
	J_1		白田坝组	自流井组	
				珍珠冲组	

（一）侏罗纪—早白垩世

在勉略带南侧，早—中侏罗世沉积表现为前陆盆地河流湖泊相的进积型的垂向沉积序列；而晚侏罗世—早白垩世的盆地相分布已自东向西退缩，以至晚期逐渐退缩到川西北一隅，总体也为河流湖泊陆相的进积型的垂向变化序列；晚白垩世勉略带前陆盆地沉积体系演化的结束，转入新的陆内盆山构造演化阶段（张国伟等，2003，2004）。

四川盆地受来自勉略构造带碰撞造山自北向南推进的影响明显，前陆盆地的同造山沉降中心以四川盆地为中心在西部和北部呈弧形迁移，沉积序列不断更替和叠加。侏罗纪龙门山褶皱成山，在其前缘以发育河流—冲积体系为主体，大巴山前万县—南充一带以发育

半深湖—深湖体系为主体，其他地区则以滨湖—浅湖沉积体系为主体（翟光明等，2002），显示盆地沉降沉积中心已由龙门山前向北迁移至北侧大巴山前，并在早白垩世向西迁移收缩（图 3–27）。

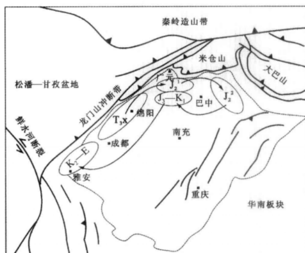


图 3–27　川西前陆盆地的沉积沉降中心迁移与构造转换（据陈竹新等，2008）

在川滇西南部地区，受金沙江构造带和甘孜—理塘构造带自西向东碰撞造山的影响，丽江—盐源一带可能已卷入造山，缺失侏罗系—白垩系。金沙江缝合带以东的楚雄盆地下侏罗统与三叠系瑞替阶为连续过渡沉积，侏罗纪—早白垩世主体发育河流—湖泊沉积体系，上白垩统向东迁移，并可直接超覆不整合在老地层之上。

（二）晚白垩世以来

四川盆地的沉积局限在盆地的西南部。上白垩统夹关组和始新统芦山组残余地层厚度在龙门山前地区达 3400 余米，其中发育多套紫红色砾岩层段，并且向南东方向逐渐减薄，形成楔状磨拉石沉积，表现出前陆沉积的特点，通常称为再生前陆盆地（贾承造等，2003）。

小　结

（1）上扬子板块西部边界地区的构造—沉积演化与特提斯构造域密切相关。上扬子地区的特提斯构造演化主要经历了原特提斯和古特提斯两个阶段，伴随着这两个阶段洋盆的拉张—消减，海平面出现两次大规模的升降周期变化。并与之相对应，形成晚震旦世—早古生代和晚古生代—早中生代以海相克拉通—被动大陆边缘为特色的沉积体系。

（2）在原特提斯阶段，上扬子板块西部地区的边界构造事件可分为两段，晚震旦世—中奥陶世（Z—O_2）主体为洋盆强烈拉张裂离，晚奥陶世—志留纪（O_3—S）为洋盆消减。

与之对应，晚震旦世—中奥陶世形成以川中为核心的克拉通台地到周缘被动大陆边缘的沉积组合特征。被动大陆边缘边界北部可能大致位于迭部—十堰一线，向北为商丹洋盆，南部可能位于金沙江沿线，向南西方向为昌宁—孟连洋盆（图 3–28）。

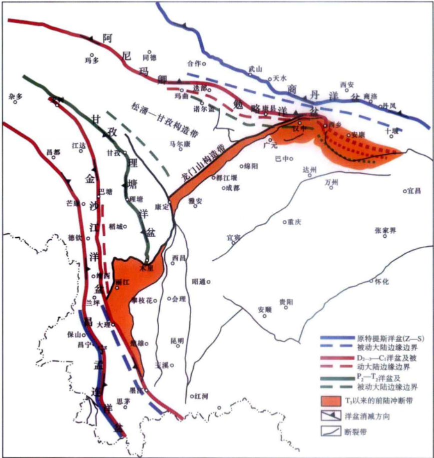


图 3–28　上扬子板块西部边界地区洋盆的配置、演化与被动大陆边缘迁移特征

（3）在古特提斯阶段，上扬子板块西部地区以昌宁—孟连主洋盆、金沙江—墨江支洋盆、阿尼玛卿—勉略支洋盆和甘孜—理塘支洋盆的演化为特点。边界构造事件随洋盆的演化可大致概括为以下 4 个阶段：① D_{2-3}—C_1，初始扩张裂陷—洋盆打开（昌宁—孟连主洋盆、金沙江—墨江支洋盆、阿尼玛卿—勉略支洋盆）；② C_1—P_1，分支洋盆扩张发育（金沙江—墨江支洋盆、阿尼玛卿—勉略支洋盆）；③ P_2—T_2，洋壳消减俯冲和板内裂陷（甘孜—理塘支洋盆打开）；④ T_3，陆—陆碰撞造山。

被动大陆边缘沉积随着洋盆的迁移具有向克拉通内部发展的趋势（图 3–28）。泥盆纪—早石炭世（D_{2-3}—C_1），被动大陆边缘沉积的边界在扬子北缘可能大致位于康县—西乡—

线，向北为勉略洋盆，西南缘大致位于金沙江沿岸，奔子栏—霞若一带仍残留被动陆缘沉积岩片，而龙门山以西可能有台盆沉积的特点。中、晚二叠世—中三叠世（P_2—T_2）是上扬子西部被动大陆边缘进一步裂解的主要时期，期间发生短暂而快速的板内裂陷作用，自南而北具有统一的动力背景，但总体上又受金沙江—墨江支洋盆和阿尼玛卿—勉略支洋盆俯冲—消减的制约。因此，构造变动处于以合为主、板内拉张的格局。被动大陆边缘边界可能退至阿尼玛卿—勉略混杂岩带（玛沁—诺尔盖—勉县—汉中）以南，甘孜—理塘混杂岩带（或炉霍—道孚）以东。晚三叠世时期（T_3），上扬子板块西部地区被动陆缘和克拉通边缘转化为周缘前陆盆地发展阶段。其中，在诺尔盖—松潘地区，中、晚三叠世拉丁期—卡尼期之间开始发育的前陆盆地具有自 NE 向 SW 迁移演化的特征，诺利期—瑞替期以来，前陆盆地表现出自西向东的迁移、发展。这种构造变动主体发生在瑞替期，与此同时，龙门山断裂带具有左行挤压转换的构造变形特征。

（4）晚三叠世印支期以来，上扬子西部地区基本结束了古特提斯构造域的演化，转变为陆内造山和构造变形环境，开始以陆相沉积体系为主。在四川盆地，前陆盆地的同造山沉降中心以川中为核心在西部和北部呈弧形迁移，沉积序列不断更替和叠加。晚三叠世时沉降中心位于龙门山前，侏罗纪向北迁移至北侧大巴山前，早白垩世时向西迁移至米仓山前，晚白垩世—古近纪再至龙门山前成为再生前陆盆地。而上扬子西南部的楚雄盆地侏罗纪—白垩纪的沉积演化具有向东迁移的特征。

第四章　上扬子板块西部边界地区新生代构造活动和构造变形

燕山晚期—喜马拉雅期以来，随着新特提斯洋的俯冲关闭后印度板块向欧亚大陆的强烈挤入，上扬子板块西部边界地区构造演化的动力学机制已由特提斯构造域的沟—弧—盆体制转变为印度—欧亚碰撞影响的陆内会聚挤压和高原强烈隆升作用下的陆内变形体制。高原的强烈隆升导致上扬子板块西部地区自西向东形成碰撞结合带、碰撞造山带、逆冲—滑脱带、前陆逆冲带和盆地的构造分带格局（许志琴等，1992），造就了特殊的环青藏高原盆山体系构造变形域（贾承造，2007；李本亮等，2007），控制着造山带边界和盆地构造变形的发展和演化，并伴随着地壳物质和构造变形的大规模调整。原先在古特提斯构造域体制下的缝合带和构造带，在青藏高原造山体制下转变为逆冲—冲断带和大规模走滑活动带（贾承造，2005；李本亮等，2007）。新生代的构造活动响应青藏高原隆升的多阶段、不等速和非均变的过程（钟大赉和丁林，1996），并显示出构造边界扩展的活动特征（崔军文等，2006；张培震等，2006）。

第一节　新生代构造边界的变形和活动特征

上扬子板块西部地区新生代的盆山体系是在青藏高原隆升过程中形成的，造山带上大型的走滑、逆冲和褶皱等构造变形集中体现了新生代边界构造带的特征，并在地球物理特征上显示新生代构造活动和变形的深部动力学孕育基础。新生代的构造变形一方面表现为对早期构造边界和构造带的叠加改造；另一方面，在高原隆升的体制下，通过新生的走滑、逆冲和褶皱等陆内变形作用，显示陆内变形向东和向北扩展、迁移的趋势（Molnar 等，1993；崔军文等，2006；张培震等，2006）。崔军文等（2006）认为，按扩展机制划分，青藏高原具有走滑和逆冲两类动力边界。上扬子西部边界地区大型的走滑型扩展边界主体位于红河断裂带、鲜水河—小江断裂带和东昆仑—西秦岭断裂带，而龙门山断裂带则兼有逆冲和走滑双重扩展属性（图 4–1）。

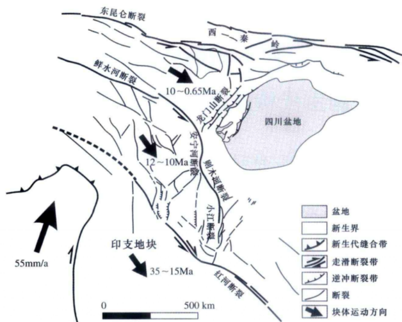


图 4-1　上扬子板块西部边界地区的新生代构造框架

一、红河走滑断裂带的新生代构造活动和变形

红河走滑剪切带断裂带位于印支块体和扬子块体之间，呈 NW—SE 走向，延伸约 1200km（图 4-2）。新生代以来的红河断裂带表现出左行韧性剪切和右行剪切变形作用，并伴随着冷却—抬升和块体的旋转（郭令智等，2001）。

（一）*左行韧性剪切变形*

红河断裂带从始新世末到中新世表现为左行走滑的断裂运动（Tapponnier 等，1976，1986；吴海威等，1989；张连生等，1996），左行走滑的距离不少于 350km（李齐等，2000）。Tapponnier 等（1976，1986）提出利用“滑线场理论”或“大陆逃逸模式”解释红河断裂的左行走滑变形，并认为在印度大陆与欧亚大陆的碰撞作用下，印支块体于 35 ~ 17Ma 向 SE 滑移并伴随顺时针旋转。

张进江等（2006）认为，红河断裂带自新生代以来经历了 3 期左行走滑变形作用，时间分别在 58 ~ 56Ma、27 ~ 22Ma 和 13 ~ 12Ma，对应于印度与欧亚大陆的初始碰撞、青藏高原最强的挤压隆升和青藏高原物质的进一步向东逸出。

红河剪切断裂带内分布着与新生代走滑韧性变形和高级变质作用具有成因联系的火成岩体，其年代学分析结果在 22 ~ 41Ma（Scharer 等，1990，1994；Harrison 等，1992，1996；Leloup 和 Kienast，1993；Chung 等，1998；Wang 等，1998，2000；Zhang 和

Scharer，1999；Leloup 等，2001；Tapponnier 等，2001）。如剪切带内同变形浅色花岗岩脉的侵位年龄约为 27 ~ 22Ma（Scharer 等，1994；Zhang 和 Scharer，1999）；剑川—大理一带北东侧边缘的古近纪小型拉张盆地中分布着 26.3 ~ 36.7Ma 的中性—中酸性钾玄质浅成侵入岩群（王建等，2002）。剪切带内钾质岩体 U–Pb 年龄 34.0 ~ 36.3Ma（Liang 等，2007）。一些研究者推断 35 ~ 22Ma（张连生等，1996）或 36 ~ 17Ma（Liang 等，2007）是红河断裂带左行走滑变形的主要时期（图 4–3）。

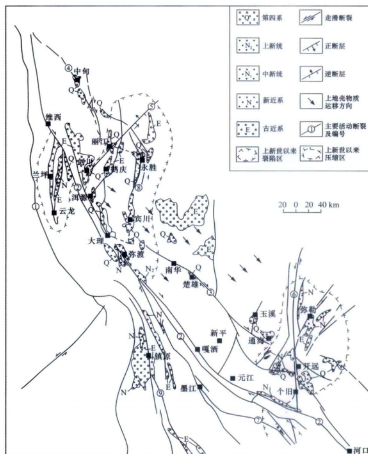


图 4–2　红河断裂带及两侧伴生构造的平面分布（据向宏发等，2006 改编）

①澜沧江断裂；②红河断裂；③楚雄—通海断裂；④中甸—龙蟠—乔后断裂；⑤丽江—小金河断裂；⑥小江断裂；⑦藤条河断裂；⑧程海—宾川断裂；⑨无量山断裂

此外，热年代学研究表明，断裂的走滑变形（25 ~ 17Ma）伴随着构造抬升自 SE 向 NW 的均匀扩展，速率约 34mm/a，剪切带西盘的快速抬升作用在时序上逐渐变新，而东盘并无明显向 NW 方向的滑动和抬升过程（图 4–4）（陈文寄等，1996；万京林等，1997；李齐等，2000）。这意味着红河断裂带在左行走滑剪切变形发展时期，剪切带西盘的块体可能作为走滑运动的主动盘向 SE 方向侧向逸出。

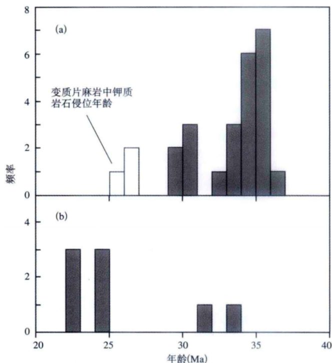


图 4-3 红河断裂带新生代火成岩年龄直方图

(a) 钾质碱性火成岩；(b) 淡色侵入岩（据 Scharer 等，1990，1994；Chung 等，1998；Zhang 和 Scharer，1999；Wang 等，2001；Liang 等，2007）

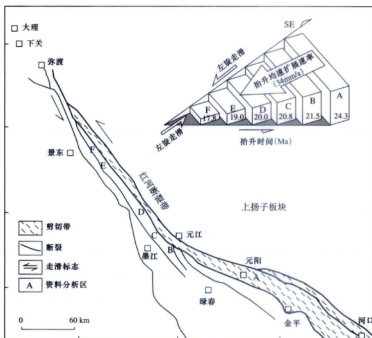


图 4-4 红河断裂带左行走滑变形扩展模式图（据陈文寄等，1992；李齐等，2000 改编）

（二）*右行走滑剪切变形*

前人的研究认为，红河断裂带左行走滑运动的终止或运动形式的转换约在20Ma（Lovera 等，1989；Harrison 等，1992；陈文寄等，1992），随后的构造运动和变形以右行走滑剪切为主。Leloup 等（1993）认为红河断裂在4.7Ma 以来主要表现为右行走滑，滑移量约为 20 ~ 50km，滑移速率为（7±3）mm/a。

近年来的研究表明，沿断裂带南段元江—元阳一带发育了一系列自 SE 向 NW 变新的断陷盆地及相应堆积物，呈错位分布，是红河断裂自中新世以来多期右行走滑运动的结果（图 4–5）。向宏发等（2006，2007）认为，右行走滑运动经历了转换活动期（23.4Ma）、右行走滑初始期（13.7Ma）、大型右行走滑期（5.5Ma）和右行走滑扩展期（2.1Ma）等多个发生、发展与演化阶段，其位错量和平位错速率逐渐降低。与其相应的断裂活动性质也存在着从剪切走滑向张性走滑的交替转换，早期的断裂活动伴随着中新统的褶皱、隆升和错断变动，在断裂带北段主要表现为尾端拉张伸展，构成典型的滇西北裂陷盆地（图 4–2）；晚期发生上新统的断错和上上新统粗面岩沿裂隙的侵位，以及随后的第四纪伸展裂陷盆地和以正断层为主的活动断裂广泛发育，断陷盆地具有从 SE 向 NW 扩展的趋势（图 4–5）。右行位错过程中，红河断裂带的 NE 盘地体为主动盘（向宏发等，2004，2007）。

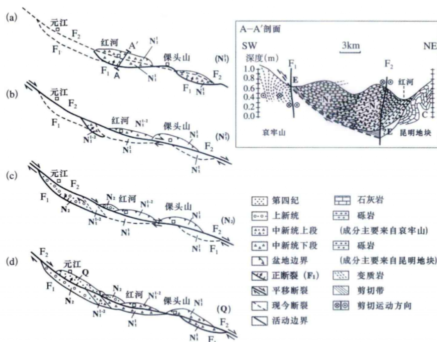


图 4–5　红河断裂带南段盆地发育与断裂右行位错模式图
（据向宏发等，2007 改编；A—A′ 剖面据王二七等，2006）

根据 GPS 的研究成果，现今红河断裂北西段的右行走滑活动和挤压活动分别约为 0.4mm/a 和 1.5mm/a，中段右行走滑活动和拉张活动分别约为 0.3mm/a 和 1.0mm/a，南东段分别有 0.5mm/a 和 1.3mm/a 的左行走滑活动和挤压活动（王阎昭等，2008）。但变形的总体活动性已处于较低水平。有可能处在应力应变积累的过程中。

二、鲜水河—小江走滑断裂带的新生代构造活动和变形

鲜水河—小江断裂带是一条自中新世以来具多期活动、由韧性应变向脆性应变转化的大型左行平移剪切带（王宗秀等，1996）。断裂带可分为 3 段（图 4–6）：北段称为鲜水河断裂带，走向 NW—SE，与青藏高原内部的甘孜—玉树断裂带构成左阶羽列，并在甘孜地区形成横向正断层和拉分盆地；四川康定以南为中段，可分为两支，称安宁河—则木河断裂带和大凉山断裂带；南段位于金沙江以南的云南地区，统称为小江断裂系（Burchfiel 和 Wang，2003），由向南散开的数条分支断裂组成，东西展布宽约 200km（Wang 等，1998）。

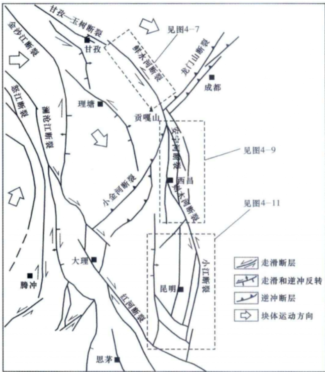


图 4–6　鲜水河—小江走滑断裂带构造略图

（一）北段鲜水河断裂带

鲜水河断裂带全长约 400km，主体由具多条紧密的左行斜列剪切段组成，是一条岩石

圈断裂（马杏垣，1987）。断裂与前新生代构造线构成平行和强烈斜切关系，是沿早期挤压性构造或地层界面挤压式滑动的结果（四川省地震局，1989）。

沿鲜水河断裂带分布有新近纪拉分盆地及花岗岩侵位带，康定以西长 180km，宽 7 ~ 20km（图 4–7）。其间的折多山花岗岩体为喜马拉雅期壳熔“S”型花岗岩，是鲜水河断裂带左行韧性平移剪切的同构造岩浆活动产物（Roger 等，1995；王宗秀等，1996）。U–Pb 定年揭示折多山岩体的侵位年龄为（12.8 ± 1.4）Ma，Roger 等（1995）据此推测与断裂带剪切变形事件同时期的构造事件约在 12 ~ 10Ma。张岳桥等（2004）通过 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年分析揭示了折多山花岗岩体剪切带活动的两期热事件，并认为早期的热事件（12 ~ 10Ma）对应于鲜水河主干断裂西侧折多山中细粒花岗岩体从高温（> 700℃）到中低温（小于 350℃）的快速冷却，反映左行走滑的活动时代早于 10Ma，晚期热事件（5 ~ 3.5Ma）对应于主干断裂东侧细粒花岗岩体或岩脉的快速冷却和糜棱岩带形成的变形时期，是青藏高原东南缘川滇地块晚新生代向东构造挤出的热年代学指示。Xu 和 Kamp（2000）认为，鲜水河断裂带上岩体的快速冷却—剥蚀事件开始于早中新世（约 23 ~ 21Ma）。陈文等（2006）研究认为，鲜水河断裂带从北西段、中段至南东段的抬升作用表现出穿时性，折多山岩体 10.39 ~ 10.13Ma、5.70 ~ 4.42Ma 和 3.60 ~ 3.46Ma 的三期幕式抬升事件记录反映鲜水河断裂带在晚新生代持续的左行走滑活动过程中，青藏高原东南部物质向东迁移和构造隆升向东扩展。来庆洲等（2006）认为，在青藏高原东部地区，中新世早期（20 ~ 16Ma）的构造活动主要反映在甘孜—理塘逆冲断裂带上，约 5 Ma 以来才向东迁移到龙门山断裂带。

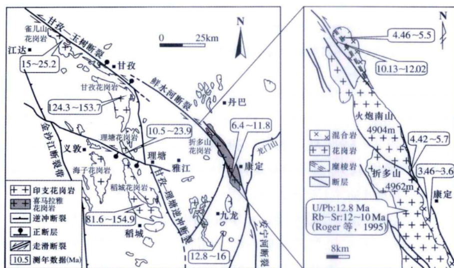


图 4–7　鲜水河断裂带晚新生代活动性（据张岳桥等，2004；陈文等，2006；来庆洲等，2006 改编）

根据水系和地质体错位特征的研究结果，位于甘孜—玉树断裂带的雀儿山岩体受喜马拉雅期左行平移走滑作用影响，平移错位达 80km（赵友年等，1989；Wang 等，2008），鲜水河断裂带北西段炉霍—道孚一带晚新生代的左行位移 78 ~ 100km，南东段约为 60km（Wang 和 Burchfiel，2000），相应的滑动速率在北西段可达 14mm/a，南东段减少到 10mm/a（徐锡伟等，2003），与 GPS 的监测结果大致相当（王阎昭等，2008）。但断裂带两侧块体的运动速率存在差异（图 4–8），南西侧块体运动明显大于北东侧块体，显示鲜水河断裂带的 SW 盘应是所谓的主动盘（刘本培等，2001；陈智梁等，2006）。一些研究者认为，鲜水河断裂带不同阶段的陆内变形被断裂的走滑、逆冲和块体的顺时针旋转所吸收（Wang 和 Burchfiel，2000；Wang 等，2008）。因此，综合这些效应，可反映出青藏高原向东扩展过程中变形的弥散性和阶段性。

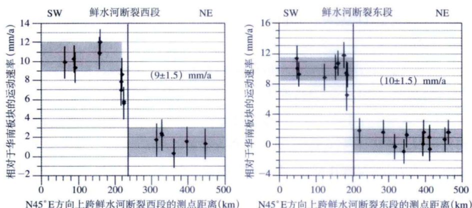


图 4–8　横跨鲜水河断裂带的 GPS 监测运动速率（据张培震等，2008）

（二）中段安宁河—则木河断裂和大凉山断裂

1．安宁河—则木河断裂

呈近 S—N 走向与鲜水河断裂相接的安宁河断裂带长 150 ~ 160km，在冕宁以北的一系列次级断层组成左行左阶的走滑断裂，冕宁以南的次级断层呈斜列断续延伸（裴锡瑜等，1997），并在西昌附近与 NW—SE 向的则木河断裂交接（图 4–9）。

张岳桥等（2004）认为，安宁河断裂带晚新生代经历了三期挤压走滑变形和两期斜张走滑活动：中新世晚期—上新世早期，安宁河断裂与鲜水河断裂带左行剪切变形同期（12 ~ 10Ma），以挤压走滑活动为主，并伴随着地壳抬升运动明显加快（刘文中等，2003），9 ~ 13Ma 大渡河、安宁河和雅砻江的河谷深切事件指示藏东地区处于快速隆升阶段（Clark 等，2005）；上新世晚期—早更新世，断裂以 NE—SW 向斜张走滑活动为主，活动强度较弱，在攀西地区发育昔格达组湖盆沉积；早—中更新世之间发生元谋运动

(1.1 ~ 0.8Ma)，使昔格达组湖相地层褶皱变形；中—晚更新世发生断陷作用，形成安宁河两堑夹一垒的构造格局；晚更新世—全新世又以左行走滑活动为主，区域构造挤压应力方向为 NWW—SEE，走滑速率 3 ~ 7mm/a（闻学泽，2000）。

何宏林和池田安隆（2007）认为，安宁河断裂带在早更新世显示出东、西两支断裂的张裂活动，走滑活动主要发生在安宁河西支断裂上，兼有逆冲的倾滑分量，而东支断裂上则表现出正断，走滑活动不显著，剖面上具有断裂的西盘（下盘）主动向 SE 方向下插，造成东盘（上盘）向 NW 方向上冲运动的特点（图 4–9）。晚更新世以来，安宁河断裂的活动主要集中在东支断裂上（唐荣昌和韩渭滨，1993），显示断裂活动具有向东迁移的特征。

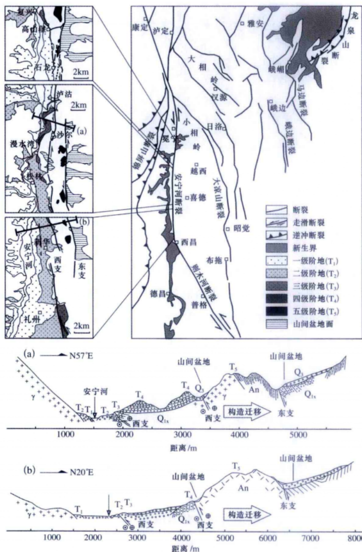


图 4–9　安宁河、大凉山断裂带构造略图（据何宏林和池田安隆，2007 改编）

2. 大凉山断裂

大凉山断裂是位于安宁河—则木河断裂东侧的新生断裂，北起四川石棉北的鲜水河断裂带南端，向南经越西、普雄、昭觉、布拖至云南巧家汇入小江断裂带，全长约280km（图4–10）。几何结构上表现为左行滑移和分支断裂总体呈右阶雁列展布的特征（申旭辉等，2000；何宏林等，2008），反映大凉山地区应处于走滑构造的挤压阶区。大凉山断裂连续性和贯通性均低于安宁河—则木河断裂，其发育历史短、成熟度底（何宏林等，2008）。陈桂华等（2008）认为，安宁河断裂和大凉山断裂呈叠瓦状斜滑断裂组合，二者在深部韧性滑脱带组成统一的斜滑断裂（图4–10）。

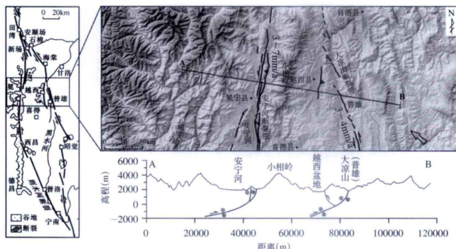


图4–10 安宁河断裂、大凉山断裂构造带组合（据宋方敏等，2002；陈桂华等，2008 改编）

一些研究者注意到在鲜水河—小江走滑断裂带中，安宁河—则木河断裂的滑移量相对于北段的鲜水河和南段小江断裂存在亏损（申旭辉等，2000；何宏林等，2008）。北段鲜水河断裂带的滑移量约78 ~ 100km，滑移速率10 ~ 14mm/a,，南段小江断裂带的滑移量可达30km（宋方敏等，1998），滑移速率6.0 ~ 9.0mm/a（He 等，2002），而中段的安宁河—则木河断裂带的水平位移仅13.0 ~ 14.5km（申旭辉等，2000），滑移速率5.8 ~ 8.6mm/a（He 等，1999）。徐锡伟等（2003）认为，安宁河断裂的这种损失量转换成了贡嘎山的强烈隆升，其垂向隆升速率达3.2mm/a。川西锦屏山地区新生代多期的冲断构造作用也可能与之存在联系。何宏林等（2008）进一步研究认为，安宁河断裂带位移量的亏损可以由大凉山断裂约11km的滑移量和3 ~ 4mm/a的滑动速率来平衡，并提出大凉山断裂是鲜水河—小江断裂带中段被南、北两端的断裂活动“截弯取直”的结果。而大凉山断裂的左行走滑伴随有较大的逆冲分量，地壳的缩短变形主要集中在中—上新世（12 ~ 3.4Ma），平均缩短量达（10.9±1.6）km，缩短率达17.8%±2.2%（陈长云和何宏林，2008）。

大凉山断裂的新生性是断裂活动向东扩展的表现之一。断裂的发展在空间上从安宁河断裂到大凉山断裂具有向东迁移的趋势（He 等，2006）。这一特征目前在大凉山断裂东侧的马边地区已得到年代学研究的进一步验证和支持（安艳芬等，2008）。

（三）南段小江断裂系

小江断裂系为数条近于平行的 SN 向断裂组成（图 4–11），沿断裂分布众多晚新生代走滑拉分盆地、地堑和半地堑。盆地经历了早期挤压—后期伸展的变形演化，早期于始新世—渐新世、上新世—早更新世主要形成逆断层和坳陷，自中更新世以来以拉分盆地为主，其次为地堑和半地堑（宋方敏等，1997；Wang 等，1998）。

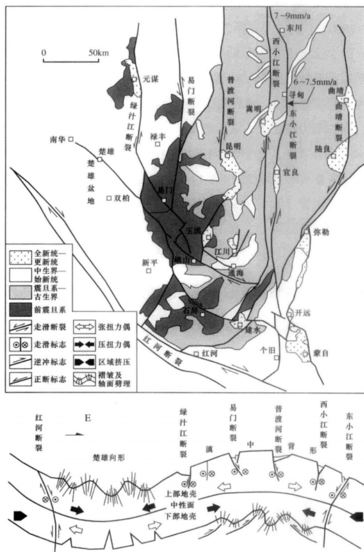


图 4–11　小江断裂系分布特征与构造模式图（据王刚和王二七，2005 改编）

断裂系东侧的小江断裂与则木河断裂在东川呈150° 相交，地壳运动相应地向南东急转为向南，走滑运动因而分解成向南的走滑分量和NW—SE向的挤压分量，后者导致冲断作用在小江断裂带发生。由于地壳的水平走滑位移被水平缩短置换，走滑断裂的位移量也应随之递减（王二七等，1995）。根据前人的研究，在鲜水河—小江断裂带上，有相当一部分位移被小金河断裂、轿子山弧形推覆带、法家村—田坝弧形构造带等NE—SW向延伸的逆冲推覆构造所吸收（王二七等，1995），另外一部分分量则是由小江断裂系的数条分支断裂所吸收。其中，西小江断裂的左行走滑速率7.0 ~ 9.0mm/a，东小江断裂带左行走滑速率6.0 ~ 7.5mm/a，总的走滑速率13.0 ~ 16.5mm/a（He等，2002），整个小江断裂系的走滑位移量累计约60km（Wang等，1998）。

宋方敏等（1998）认为，小江断裂带上挤压阶区比起拉张阶区要少得多，根据蒙姑—东川段、东川—田坝段和功山—寻甸段的左行右阶剪切特征可判断东小江断裂的北段为挤压阶区，小江断裂的其他地段则以拉张阶区为主。王刚和王二七（2005）认为，SN向的小江断裂系表现为张扭性运动，伸展和拉分盆地反映该地区在晚新生代总体上处于近EW向的伸展环境。而在动力机制上，它形成于下地壳物质向SE方向流动过程中（Clark等，2000；Schoenbohm等，2006），近EW向区域挤压应力构成东侧背形和西侧向形的构造格局，由此引发小江断裂系的上部地壳以张扭性变形为主，左行走滑具有垂向运动分量，下部地壳中仍应为压扭变形（图4–11；王刚和王二七，2005）。上地壳变形由压扭到张扭的转换发生在早更新世（王刚和王二七，2005），与鲜水河—小江断裂自2 ~ 4Ma以来的左行走滑活动时间（Allen等，1984；Wang等，1998）相一致。

三、东昆仑—西秦岭断裂系新生代构造活动和构造变形

东昆仑断裂带西起青海省可可西里湖北侧的布喀达坂峰以西，向东经库赛湖、西大滩、东大滩、阿拉克湖、托索湖、玛积雪山、玛沁、玛曲，隐没在川西北诺尔盖沼泽盆地下，总体走向NWW。该断裂向东延伸与斜切西秦岭、近EW走向的断裂带相接，在西秦岭地区形成复杂的断裂组合，构成东昆仑—西秦岭断裂系（图4–12）。

东昆仑断裂带是印度板块向欧亚板块俯冲过程中在青藏高原内部沿古构造缝合线形成的深大断裂带。断裂带之北侧为古生代至早—中三叠世浅变质岩系，南侧为巴颜喀拉—松潘甘孜地体的三叠系复理石，被认为是分隔巴颜喀拉—松潘甘孜印支造山带与柴达木地体的新生代边界构造带（张培震等，2003；许志琴等，2004）。其基本的构造样式表现为以走滑断裂为中心的两侧反向逆冲断裂系，印支期形成挤压转换带碰撞走滑变形，150Ma以来又有多次强烈活动，至今仍具有左行走滑活动性质（许志琴等，2001，2004）。

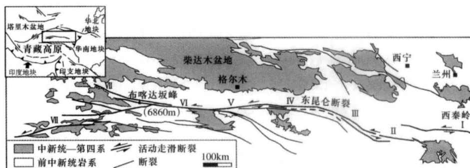


图 4–12　东昆仑断裂带略图

Ⅰ—岷山段；Ⅱ—玛沁段；Ⅲ—阿尼玛卿山段；Ⅳ—阿拉克湖段；Ⅴ—东、西大滩段；Ⅵ—库赛湖段；Ⅶ—鲸鱼湖段

东昆仑—西秦岭造山带经历了多幕新生代构造活动事件。根据前人的研究，始新世经历了伸展抬升的构造变形；渐新世—中新世形成逆冲推覆构造体系；中新世晚期以来大规模的左行走滑构造复活，并显示出陆内变形向 NE 扩展到特征。

（一）古新世—始新世

王国灿等（2007）认为，东昆仑地区在 56 ~ 45Ma 具有伸展抬升的构造表现。在昆仑山南部为 SN 向挤压的大型冲断堆叠（潘桂棠等，1990），在昆仑山北部，柴达木盆地记录了阶梯状正断变形。这一时期的柴西南原型盆地总体趋向于由一系列小型断陷盆地复合而成（倪金龙等，2007），呈现“碟形坳陷”的特征，属伸展盆地，而非“走滑前陆盆地”（葛肖虹等，2006）。但在西秦岭的贵德—西宁地区则有山前轻微弯折下陷，形成陆内前陆盆地（方小敏等，2007）。可能反映这一时期的东昆仑—西秦岭构造带具有西部抬升—伸展拆离，东部挤压的复合构造特征（图 4–13）。

（二）渐新世—中新世

在东昆仑南部，较大规模的逆冲推覆构造体系发育于渐新世晚期（30 ~ 23Ma），至中新世早中期（16 ~ 13.5Ma）仍有继承性活动（吴珍汉等，2007）。逆冲推覆构造体系主体分布于东大滩盆地和东温泉盆地的南、北两侧（图 4–12，Ⅴ），由近 EW—NWW 向的低角度逆冲断层、飞来峰和不同规模的褶皱构造、逆冲岩片组成（图 4–14），逆冲推覆的最小距离为 30 ~ 35km，对应的最小速度平均为 2.4 ~ 2.8mm/a（吴珍汉等，2007）。而柴达木盆地则形成中新世中期（23 ~ 11.7Ma）的第一期构造变形，全盆发生挤压隆升和沉积间断（葛肖虹等，2006）。

在西秦岭地区，中新世初（23 ~ 21Ma），西宁—贵德盆地遭受一次强烈的挤压变形，西宁群在靠近昆仑山的贵德盆地南缘被强烈褶皱，在西宁盆地仅南部有轻微变形，为渐进不整合沉积，多数地段与贵德盆地连成统一的陆内前陆盆地沉积体系（图 4–13c，方小敏

等，2007）；临夏盆地在 29 ~ 7.8Ma 时为自西向东的前陆盆地沉积，并具有来自源区 14Ma 的构造—热事件记录（郑德文等，2003；袁道阳等，2007）；天水盆地新近纪沉积物中记录了约 23.7Ma 和 14.1Ma 两期构造—热事件（王修喜等，2006）；礼县—宕昌一带分布 22 ~ 23Ma 的新生代钾霞橄黄长岩和碳酸盐岩，空间上显示青藏高原后碰撞的钾质和超钾质火山作用向西秦岭方向的时空迁移（喻学惠等，2003，2005）。

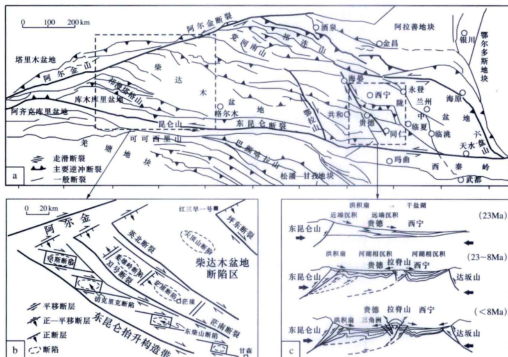


图 4-13 (a) 东昆仑—西秦岭构造略图；(b) 柴西南盆地古新世—始新世构造伸展区沉积中心分布（倪金龙等，2007 改编）；(c) 西秦岭贵德—西宁盆地挤压区新生代演化示意图（据方小敏等，2007 改编）

（三）中新世晚期以来

中新世中晚期以来，东昆仑—西秦岭构造带集中体现出大规模的左行走滑变形特征。在东昆仑南部的东大滩东段，逆冲推覆构造遭受左行走滑错断，而呈角度不整合覆盖于东昆仑南部逆冲断层与构造岩片之上的中新世晚期砂岩和第四纪早期湖相沉积没有发生强烈的构造变形和显著的挤压缩短，表明逆冲推覆构造运动在中新世晚期基本结束（吴珍汉等，2007）。Fu 和 Awata（2007）研究认为，东昆仑断裂带基岩的最大累计位错可达（100±20）km，以第四纪晚期的长期走滑速率约 10mm/a 计，左行走滑运动至少开始于中新世末期—上新世早期（(10±2) Ma）。

在西秦岭地区，中新世中晚期的构造变形以引张走滑和拉分作用为主，断裂带的左行

走滑形成一系列新近纪拉分盆地（张岳桥等，2005），临夏盆地自 7.8Ma 开始出现生长地层和生长不整合的构造变形（袁道阳等，2007）；上新世—早更新世的构造变形以挤压走滑和挤压逆冲为主，走滑挤压构造的向东发展与岷江构造带 4 ～ 3Ma 的隆起事件相联系（张岳桥等，2005）。

图 4–14　东昆仑南部逆冲推覆构造剖面与深部背景（据吴珍汉等，2007）
（a）昆仑山南部逆冲推覆构造；（b）青藏高原北部电性结构与新生代推覆构造剖面

晚新生代是东昆仑—西秦岭构造带协调青藏高原能量迁移和块体相对运动的主要时期（图 4–15）。已有的研究表明，陆内变形具有从青藏高原腹地向 NE 方向扩展迁移的表现。在青藏高原东北缘，祁连山 8 ～ 10Ma 开始隆升，约 5Ma 构造变形扩展到河西走廊（Métivier 等，1998），3Ma 和 1.2Ma 扩展到玉门盆地（陈杰等，2006）。拉脊山岩体约 8Ma 的差异抬升和侵蚀加速（Zheng 等，2006；Lease 等，2007）、临夏盆地 8 ～ 5.4Ma 和六盘山盆地约 8Ma 和 4 ～ 2Ma 的晚新生代构造变形（Zheng 等，2003；郑德文等，2005）、酒西盆地和贵德盆地 8 ～ 3.6Ma 的构造—沉积事件（Song 等，2001；宋春晖等，2001）、西宁—贵德盆地约 3.6Ma、2.6Ma 和 1.8Ma 的一系列构造事件记录（方小敏等，2007）是高原向 NE 方向扩展和侧向增生的响应。张培震等（2006）认为，以东昆仑—西秦岭构造带

为边界的青藏高原东北缘的扩展通过逆冲断裂、褶皱变形、左行走滑及其伴随的山脉隆起和盆地消亡而实现。然而，这种扩展迁移的发展并不均衡，如六盘山地区晚新生代总的地壳缩短量为 10 ～ 15km（张培震等，2004），贵德、西宁盆地的总缩短量约为 25km，8Ma 以来的缩短量占整个缩短量的 40% 以上（方小敏等，2007）。

因此，综合前人的研究认识，东昆仑—西秦岭断裂带是构成青藏高原北部向东滑移的主干走滑断裂之一。新生代的构造活动和构造变形在时间上具有多期、多阶段和准同时性，在空间上则表现为青藏高原东北缘同步异幅的隆升（方小敏等，2007），并表现出构造变形向 NE 的扩展迁移。

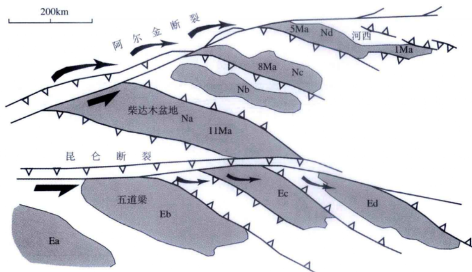


图 4-15　东昆仑—西秦岭构造带晚新生代块体运动的扩展特征（据 Meyer 等，1998）
Ea、Eb、Ec、Ed—古近纪时间序列；Na、Nb、Nc、Nd—新近纪时间序列

四、龙门山褶皱冲断带的新生代构造事件和构造变形

龙门山褶皱冲断带位于四川盆地西缘，北至广元南抵宝兴，全长 400km 以上，宽 30 ～ 60km。褶皱冲断带的构造变形主要由 NE—SW 向的多条主干断裂控制，断裂的总体倾向为 NW，近地表倾角 50° ～ 70° 。自西向东，其组成为后山带汶川—茂汶逆断裂、中央带映秀—北川逆断裂、前山带彭县—灌县断裂和龙门山山前隐伏断裂及相应的推覆体（图 4-16）。

龙门山褶皱冲断带地史演变复杂，构造活动强烈。刘树根（1993）认为，川西地区在印支晚期构造运动中已形成前陆盆地。罗志立等（1995）将龙门山构造带称为前陆盆地形成之后“C”型（中国型）俯冲作用下的冲断带。因此，龙门山断裂带早期的构造活动至少

可追溯到印支期，且在推覆作用导致地壳缩短的同时可能具有左行走滑运动性质（刘树根，1993，1995；王二七等，2001）。其后经历了燕山期和喜马拉雅期的多期构造事件（刘树根等，2001，2003）。在川西地区龙门山—锦屏山前，厚达3400m的晚白垩世—始新世残余地层中，发育多套磨拉石沉积，表现出再生前陆盆地沉积的特征（宋岩等，2007），并以龙门山中南段山前地带的新生代地层记录保存较完好。

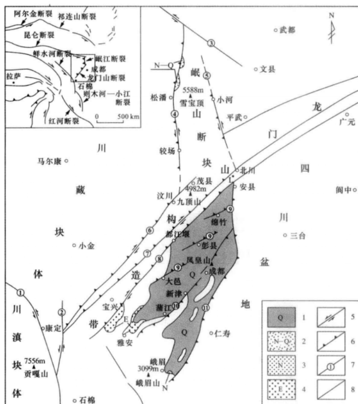


图4–16 川西南地区新生代构造和沉积特征（据李勇等，2006a；周荣军等，2006）

1—第四系；2—新近系—第四系；3—新近系；4—古近系；5—走滑断层；6—逆断层；7—主要断裂及编号；8—性质不明断层

主要断裂：①鲜水河断裂；②大渡河断裂；③东昆仑断裂；④岷江断裂；⑤虎牙断裂；⑥茂汶—汶川断裂；⑦北川—映秀断裂；⑧彭县—灌县断裂；⑨龙门山山前断裂；⑩蒲江新津断裂；⑪龙泉山断裂

（一）龙门山褶皱冲断带新生代的构造事件

前人基于盆地地层和构造解释对龙门山造山带—川西前陆盆地体系构造事件的研究多认为主要体现在印支期和喜马拉雅期两个较显著的阶段（林茂炳，1994；刘树根等，1995；贾东等，2003；魏国齐等，2005；陈竹新等，2005a，b；Jia等，2006；许志琴等，2007）。刘树根等（1996，2001）的系统研究表明，川西前陆盆地和龙门山地区除印支期外，在燕山期（130 ~ 120Ma）有较强的岩浆活动和变质作用，喜马拉雅期有多次较大的

构造运动，时间分别在 60Ma、35 ~ 36Ma、25 ~ 20Ma、10Ma 和早更新世—中更新世之间，其中，25 ~ 20Ma 的构造事件在中国西部地区可能具有区域性意义。Arne 等（1997）提出龙门山主边界断裂带的活动年龄在 38 ~ 10Ma。Kirby 等（2002）认为龙门山的快速剥露的起始时间不会早于 13 ~ 12Ma，很可能在 5 ~ 6Ma。

基于新生代构造层的划分（表 4–1），李勇等（2002）认为，位于龙门山—锦屏山冲断带内和龙门山—锦屏山冲断带与龙泉山前缘隆起之间的新生代沉积是在中生代前陆盆地的基础上发育的继承性盆地，其沉积充填可反映新生代的构造层序特征，自下而上可划分为 5 个构造层序：古新世—早始新世构造层序（TS_1）、中晚始新世构造层序（TS_2）、中新世构造层序（TS_3）、上新世—早更新世构造层序（TS_4）和中更新世—全新世构造层序（TS_5），其间为不整合面分开。根据 ESR 的定年分析结果，不整合面代表的构造事件分别为：65 ~ 55Ma、50 ~ 40Ma、23 ~ 16Ma、4.6 ~ 1.6Ma 和 0.65 ~ 0Ma，其中，凉水井组底部的角度不整合和巨厚层砾岩堆积所反映的构造间断（23 ~ 25Ma）应是青藏高原东南缘演化过程中的一期重要构造事件（李勇等，2002）。

表 4–1　龙门山—锦屏山冲断带内及前陆地区新生代地层记录（据李勇等，2002）

<table>
<tr><th colspan="2">地质年代</th><th>龙门山
前陆地区</th><th>龙门山—锦屏山
冲断带内</th><th>地层界面</th><th>构造层序和构造事件</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Q</td><td>全新世</td><td>雅安砾岩</td><td></td><td>不整合</td><td>TS₅：0.65Ma，可能与青藏高原第三次隆起事件有关</td></tr>
<tr><td>更新世</td><td rowspan="2">大邑砾岩</td><td rowspan="2">盐源组</td><td rowspan="2">不整合</td><td rowspan="2">TS₄：4.6 ~ 1.6Ma，可能与青藏高原第二次隆起事件有关</td></tr>
<tr><td rowspan="2">N</td><td>上新世</td></tr>
<tr><td>中新世</td><td></td><td>凉水井组</td><td>不整合</td><td>TS₃：23 ~ 16Ma，可能与青藏高原第一次隆起事件有关</td></tr>
<tr><td rowspan="3">E</td><td>渐新世</td><td></td><td>?</td><td>?</td><td></td></tr>
<tr><td>始新世</td><td></td><td>丽江组</td><td>不整合</td><td>TS₂：50 ~ 40Ma，可能与印度次大陆拼合事件有关</td></tr>
<tr><td>古新世</td><td>名山组</td><td></td><td>不整合</td><td>TS₁：65 ~ 55Ma，与拉萨地体拼合和喜马拉雅地体拼合事件有关</td></tr>
</table>

（二）龙门山褶皱冲断带新生代的构造变形

大量的研究表明，龙门山褶皱冲断带存在逆冲和走滑剪切构造变形，且冲断构造在空间上具有东西分带、南北分段和纵向分层的特征（梁慧社，1990；李勇和孙爱珍，2000；贾东等，2003；Jia 等，2006；金文正等，2007；汤良杰等，2008）。这些特征导致其新生代变形在区域上有差异表现。

1．褶皱冲断带的东、西分带

前人通过大量研究提出了龙门山褶皱带的构造变形存在自西向东分带性的认识（图

4–17)。林茂炳（1994）认为，龙门山褶皱带在其后山带基本为褶皱推覆体，大都构成平卧或斜卧式褶皱，现存的片理大体平行于次级褶皱的轴面劈理，掩盖了原生的层理和主褶曲形态（图 4–17），而前山带和中央带基本为冲断推覆体，表现为一系列的叠瓦式逆冲推覆岩片或岩席，而不是以连续的褶皱形态为特征。李勇和孙爱珍（2000）将青川—茂汶断裂与北川—映秀断裂之间划分为变形变质构造地层带，北川—映秀断裂与彭灌断裂之间划分为变形变位构造地层带，彭灌断裂与广元—大邑断裂之间划分为变形构造地层带。金文正等（2007）则将龙门山构造带再划分为松潘—甘孜构造带、韧性变形带、基底卷入冲断带、前缘—褶皱冲断带和前陆坳陷带，自西向东由主干断裂和次级断裂所分割。

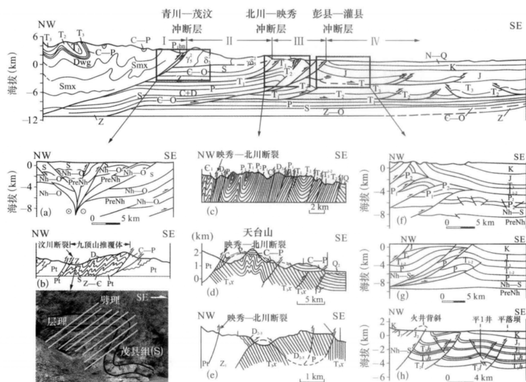


图 4–17　龙门山褶皱冲断带分带性特征及变形样式

（a）青川—茂汶断裂的走滑正花状构造（据 Jia 等，2006）；（b）九顶山推覆构造（据 Chen 和 Wilson，2006），图片为倒转褶皱中轴面劈理对层理的置换；（c）映秀—北川断裂北段唐王寨推覆构造（据 Chen 和 Wilson，1996）；（d）映秀—北川断裂南段天台山飞来峰构造（据 Chen 和 Wilson，1996）；（e）映秀—北川断裂南段飞来峰构造（据 Chen 和 Wilson，1996）；（f）矿山梁地区双重构造（据 Jia 等，2006）；（g）中坝地区的叠瓦冲断带和断层传播褶皱（据金文正等，2008）；（h）平落坝地区的三角带和背冲断块（据金文正等，2008）

尽管上述分类各有侧重，但龙门山褶皱冲断带的东西分带特征均体现出变形从 NW 到 SE，分割各构造带的主干断裂韧性递减，脆性增强，反映了变形形成的深度逐渐减小，逆

冲推覆构造表现出从造山带腹地向前陆方向迁移的属性（林茂炳，1994；胡新伟和邓江红，1996；马永旺和杨尽，2001）。时空上体现出构造变形自西向东，从造山带到沉积盆地，呈前展式扩展的特征（刘和甫等，1994；蔡学林和曹家敏，1998）。并在不同分带表现出构造样式的差异（图 4–17）。一些研究者（郭正吾等，1996；蔡学林和曹家敏，1998）认为，四川盆地内沉积盖层的构造变形应以喜马拉雅期挤压变形为主，但其变形起步较晚，积累的应变量小，因而所形成的变形构造简单。

2. 褶皱冲断带的南、北分段

根据构造变形和地层发育等特征，龙门山可以分为南、北两段，分界线大致位于安县附近，北段主体表现为晚三叠纪构造变形特征，南段新生代变形突出（贾东等，2003；陈竹新等，2005b；Jia 等，2006）。这种南、北分段性在上扬子板块低温年代学显示的总体构造活动分布格局中有显著体现，应是新生代青藏高原隆升机制下的重要产物（雷永良等，2009）。

在龙门山构造带北段，地表构造从 NE 向 SW 可以划分出三个基本的构造单元：轿子顶推覆体、唐王寨推覆体和冲断前锋构造带（图 4–18）。其冲断前锋构造包括了矿山梁、天井山、青林口和中坝等典型背斜构造（贾东等，2003；Jia 等，2006）。地震测线 L55 显示，位于龙门山构造带西侧的青川断裂具有典型的正花状走滑逆冲构造特征，地表断面上显示为左行走滑剪切作用（图 4–18，剖面 A—A′），其主体构造变形发生在印支期（王二七等，2001）。而轿子顶和唐王寨推覆体均体现这一时期叠瓦状构造缩短的变形特征（贾东等，2003）。在剖面东端，中生代冲断带前锋之下普遍隐伏着晚期形成的断层相关褶皱，以隐伏断层转折构造样式为主（如青林口、中坝），并可能形成双重构造（如矿山梁；陈竹新等，2005a）。由于地震剖面显示龙门山北段山前的侏罗系—白垩系与下层断层传播褶皱发生了同步的变形作用（图 4–18），贾东等（2003）认为这一构造变形形成的时间可约束在新生代早期。

贾东等（2003）认为，龙门山构造带北段主体为晚三叠世的构造变形，新生代变形的表现不强烈。平衡剖面的分析认为，龙门山北段较大的变形缩短在晚三叠世，缩短量和缩短率分别约为 30km 和 31.7%，而受晚期新生代的变形影响较小，缩短量和缩短率分别约为 8.6km 和 10.5%（陈竹新等，2005b）。根据地震测线 Wjb–jls01 显示（图 4–18，剖面 B—B′），四川盆地北部具有受下层断层传播褶皱影响而导致上层潼梓观背斜和九龙山背斜形成宽缓褶皱的变形特征，这意味着龙门山北段的山前冲断作用实际上并未向盆内进行大规模地迁移。

在龙门山构造带南段，大面积出露前震旦纪基底杂岩，推覆体表现出基底卷入的叠瓦状冲断构造特点（图 4–19；林茂炳，1994；贾东等，2003）。位于前山推覆体之上存在较

多滑覆体和飞来峰形成构造叠置，林茂炳（1994）认为，推覆构造形成于印支期，滑覆构造形成于燕山期的强烈抬升下的伸展作用，并于喜马拉雅期就位。贾东等（2003）认为，在龙门山构造带南段东部，三叠系与侏罗系为连续沉积的整合关系，其印支期的变形不明显，而在叠置关系上，飞来峰形成于侏罗纪地层沉积之后，很可能发育于晚白垩世—古近纪。平衡剖面的分析认为，龙门山南段晚三叠世以来的变形缩短量约40km，缩短率约26.2%，构造变形的主要时期可能发生在新生代（陈竹新等，2005b）。

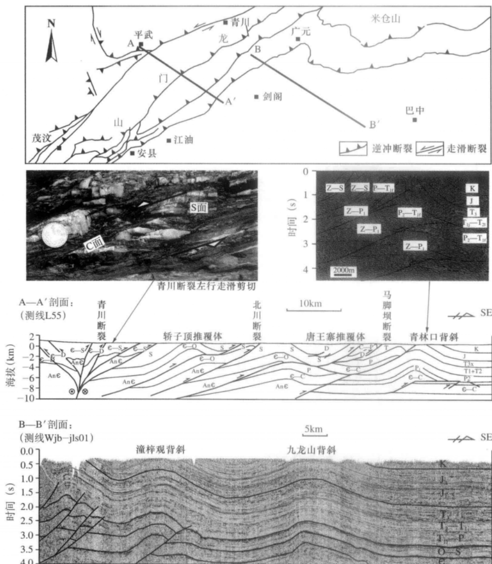


图4-18　龙门山北段构造变形剖面特征（A—A′剖面据贾东等，2003；陈竹新等，2005）

构造剖面显示（图 4–19），龙门山南段自 NW 向 SE 的逆冲推覆运动并没有完全终止于山前地带（灵关断裂或彭县—灌县断裂一带）。部分构造位移穿过断裂进入川西前陆盆地的南部，表现为沉积盖层沿底层滑脱面产生的薄皮冲断褶皱构造，没有基底卷入变形。在地震测线 LHS–02–12 中（图 4–19，C—C′ 剖面），白垩系顶部的灌口组（Kg）、古近系

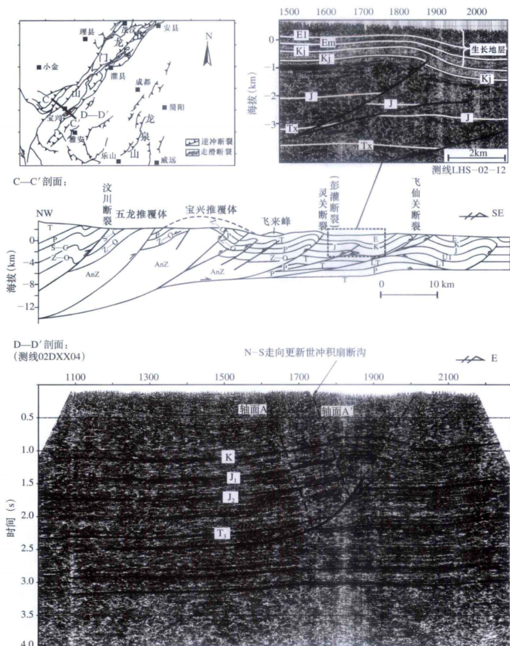


图 4–19　龙门山南段构造变形剖面特征（C—C′ 剖面及测线据贾东等，2003；Jia 等，2006；D—D′ 剖面据贾秋鹏等，2007）

名山组（Em）和芦山组（El）在传播褶皱的前翼发育生长地层，而晚新生代的构造活动使得古近纪沉积已卷入与传播褶皱同步的变形。

在川西盆底雅安东北部名山—邛崃一带，地震测线 02DXX04 揭示其下存在一断层传播褶皱（图 4–19，剖面 D—D′）。褶皱的活动轴面位置与地表的更新世冲积扇内 SN 走向断沟相对应，且地表调查已发现更新系的错断记录（杨晓平等，1999；贾秋鹏等，2007）。这一特征显示盆地内部已明显遭受晚更新世构造变形的影响。同时也意味着新生代龙门山南段的构造变形明显呈现出向盆内迁移的特征。邓起东等（1994）认为，龙门山南段的断裂活动和地壳缩短变形向东可到达龙泉山一带，且构造以近 SN 走向为特征，其北延切龙门山的 NE—SW 构造而与岷江活动断裂相连。

3. 滑脱层的纵向分层

龙门山冲断带发育多层次的滑脱层（图 4–20）。滑脱层通常具有岩性软弱、疏松、密度小、低地震波速、低阻高导、黏度小、富含水、叠层滑移、高应变等特征（许志琴，1986；孙岩等，1999，2005；郭正吾等，1996；刘树根等，2006）。其中，寒武系、志留系和下三叠统嘉陵江组—中三叠统雷口坡组等构成区域性的滑脱层，上二叠统、下三叠统的飞仙关组等构成局部性的滑脱层（蔡立国和刘和甫，1997；汤良杰等，2008）。

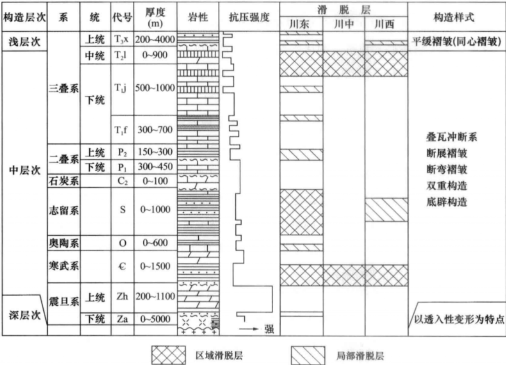


图 4–20　四川前陆盆地主要滑脱层及构造层次（据蔡立国和刘和甫，1997 修改）

根据构造变形程度及变形所能发生的温压条件，可以将滑脱层划分为深层次滑脱、中层次滑脱和浅层次滑脱（图 4–21），并在纵向上形成不同构造样式的组合（蔡立国和刘和甫，1997；汤良杰等，2008）。汤良杰等（2008）认为，深层次滑脱包括壳幔滑脱带、壳内滑脱带和前震旦系基底滑脱带，发育壳幔拆离滑脱变形和基底韧性剪切变形等；中层次滑脱包括寒武系—奥陶系滑脱带、志留系滑脱带、三叠系嘉陵江组—雷口坡组盐岩滑脱带，发育等厚褶皱、尖棱褶皱、构造虚脱、盐拱构造、盐推覆构造等；浅层次滑脱包括上三叠统须家河组滑脱带、侏罗系滑脱带、白垩系滑脱带，发育逆冲推覆构造、重力滑动构造、背冲断块、三角带构造和双重构造等。

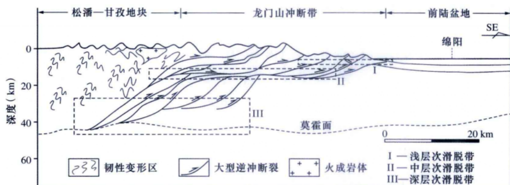


图 4–21　龙门山构造带多层次滑脱构造变形模式图（据汤良杰等，2008）

目前，关于滑脱层形成机制的认识尚存在一定分歧。林茂炳（1994）认为，滑覆构造在龙门山地区普遍存在，但其形成于推覆构造作用之后，机制上属于燕山期—喜马拉雅期重力作用的产物。罗志立等（1995）认为，浅层多阶段、多层次滑脱受制于早期的深层陆内俯冲。何鲤等（2007）认为，滑脱层中下层为印支期原地系统，中层为燕山期推覆构造，

上层为喜马拉雅期推覆和滑移叠加构造。汤良杰等（2008）认为，深层次滑脱构造通过不同级别的构造分层控制了浅层次滑脱构造的形成及演化，多套滑脱层不仅使得褶皱—冲断带自深层往浅层发育不同的构造变形样式，同时还使得局部构造发生明显的构造叠加。值得提出的是，龙门山构造带的纵向分层特征与东西分带、南北分段的总体构造表现存在一定联系，但新生代以来是否具有大规模滑脱构造表现仍有待进一步研究。

4. 断裂带新生代的右行走滑

龙门山断裂带的走滑运动是近年来关注的重要构造变形之一。Burchfiel 等（1995）提出，龙门山前缘缺乏与逆冲推覆作用相关的晚新生代前陆盆地，因此其晚新生代可能不是以构造缩短变形为主。雅安地区红层古地磁测定结果表明，自古近纪中晚期以来四川盆地逆时针旋转了 7° ～ 10°（庄忠海，1988；Enkin，1991），这可能意味着龙门山断裂带与四川盆地之间发生过大规模的走向滑动。

根据前人的研究，龙门山断裂带在印支期有左行走滑运动的表现（刘树根 1993，1995；王二七等，2001），而晚新生代以来主要以右行走滑的构造变形为主，并伴有少量的逆冲分量（Densmore 等，2005；李勇等，2006a）。

王二七等（2001）认为龙门山晚三叠世左行走滑作用与松潘—甘孜褶皱带 NE—SW 向缩短有关。在川西地区，早侏罗世冲积扇砾岩主要分布于龙门山北段的前缘，中侏罗世冲积扇砾岩主要分布于龙门山南段的前缘，而川西中北段缺失中—晚白垩世至古近纪沉积物，表明断裂带的左行走滑持续到早、中侏罗世。

龙门山断裂带的右行走滑运动则是印度—亚洲大陆碰撞后构造作用的产物。在龙门山前，晚新生代形成的成都盆地内次级断裂、凸起和凹陷呈斜列状分布，显示其西侧的龙门山断裂应为右行走滑挤压运动（图 4−22）。李勇等（2006b）认为龙门山断裂带走滑方向从左行到右行的反转可能发生在 43 ～ 3.6Ma。

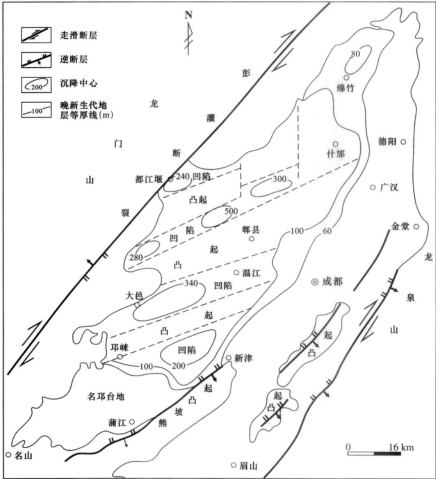


图 4−22　晚新生代龙门山前成都盆地内次级凹陷和凸起的斜列式展布（据李勇等，2006）

根据现今的GPS监测显示，龙门山次级块体区和龙门山断裂带本身变形并不显著（King等，1997；吕江宁等，2003；张培震等，2008）。其地壳缩短变形在跨越龙门山断裂带250km宽度范围内的平均速率不足4mm/a（Chen等，2000；Zhang等，2004），在700km宽度范围内约为7mm/a（王小亚等，2002），龙门山断裂相对于四川盆地垂直于断裂的水平缩短分量约2mm/a，水平走滑分量在误差范围内几乎没有较大的变化（图4–23）。李勇等（2006a）认为，龙门山断裂带晚新生代的右行走滑运动分量较小，为1.28～1.46mm/a，但从汶川—茂汶断裂、北川断裂到彭灌断裂，自NW向SE具有逐渐变大的趋势，显示从龙门山的后山带至前山带主干断裂的走滑作用越来越强。因此，龙门山断裂带晚新生代以来的右行走滑变形可能总体上具有向东部的四川盆地内部迁移的趋势。这一特征在龙门山南段山前的成都盆地内表现尤为明显（图4–22）。在龙门山断裂带南段，随着新生代的逆冲作用和走滑作用交替发育，逆冲作用所产生的构造负荷控制了成都盆地的沉降，走滑作用则控制了成都盆地的次级沉降中心（凹陷）和冲积扇在平行造山带方向的迁移，并导致了成都盆地的西南端的抬升与侵蚀（李勇等，2006a）。

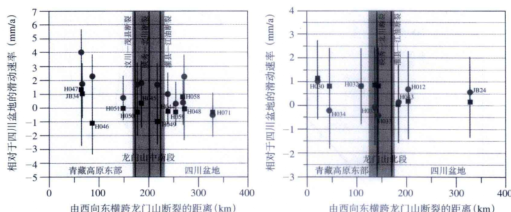


图4–23　横跨龙门山断裂带的GPS监测运动速度（据张培震等，2008）

方块为平行于断裂的水平走滑分量，原点为垂直于断裂的水平缩短分量

龙门山构造带自中生代以来经历了多期的构造事件，形成东西分带、南北分段和纵向分层的复杂构造变形格局，并在晚新生代表现出明显的右行走滑特征。其中，作为新生代构造演化的产物，南、北分段的构造特征和右行走滑变形较易识别且具有代表性。可能反映龙门山构造带在协调青藏高原陆内变形向东扩展的过程中存在差异的构造发展演化过程。

第二节　新生代多阶段构造活动的时序特征和分布格局

上扬子板块西部边界地区的构造活动一方面具有多阶段的特点，另一方面，前人的研究也普遍认为，由于区域上普遍缺失连续的新生代沉积记录，且没有明显的由新生代挠曲沉降造成的前渊凹陷，从而导致新生代构造活动和构造变形难以系统地恢复和重建（Burchfiel 等，1995；刘树根等，1996；贾东等，2003；贾承造，2007）。一些研究工作试图通过岩浆活动、沉积构造层分析和局部地区的构造解析等来构建新生代构造活动的框架（俞如龙，1996；刘树根等，1996；颜丹平等，1997；李勇等，2002），但目前所取得的认识仍有待进一步完善。近年来，随着低温热年代学研究（包括磷灰石、锆石裂变径迹和U−Th/He 定年）在青藏高原东部地区的逐渐开展，已有大量的分析数据可为上扬子西部边界地区的新生代构造活动提供进一步的约束和限定（Arne 等，1997；Kirby 等，2002；刘文中等，2003；Fowler，2004；Clark 等，2005；Reid 等，2005；Enkelmann 等，2006；Hu 等，2006；来庆洲等，2006）。其中，磷灰石裂变径迹低温热年代学分析作为一种成熟的技术手段，在新生代构造活动的研究中已发挥着重要的作用。

裂变径迹年代学是通过测量矿物中 ^{238}U 自发裂变造成的物理损伤，从统计上分析裂变径迹形成年龄和长度的技术。其年龄在一定程度上可反映构造活动和构造—热事件，而与岩石的成岩年龄无关（Gleadow 等，2002）。对于磷灰石而言，在构造事件的分析中，需考虑其在低温条件下（60 ~ 110℃，偏差 10℃）部分退火的特殊性（Laslett 等，1987）。这一特殊性使得它的年龄分析结果可记录多期、多阶段的混合、叠加构造事件。而后期的构造活动和构造—热事件可能导致裂变径迹年龄变小、径迹长度变短和长度标准偏差变大（Gleadow 等，1986；Green 等，1986；Stockli 等，2005）。在此情况下，重建区域的构造—热演化过程可依据区域数据集的统计（Gleadow 等，2002）。

依据磷灰石裂变径迹分析技术，我们试图从整体和区域的角度构建构造活动的时序特征，并讨论构造活动的总体分布格局。

一、裂变径迹低温热年代学特征与新生代区域构造事件时序

为了建立上扬子板块西部边界地区新生代构造活动事件的时序特征，针对上扬子西部及邻区（秦岭、米仓山、龙门山、丹巴、雅江和义敦等地）现已公开发表和未发表的磷灰

石裂变径迹分析结果，展开统计分析。少量数据由于文献提供的相应取样信息不完全而未列入统计范畴（图 4–24，表 4–2）。其中，米仓山地区的 13 个数据和龙门山地区的 2 个数据分析为本研究的实验分析结果（数据结果见表 4–4）。数据均来自地表样品。

（一）数据统计与分析

基于上扬子西部及邻区各构造单元的磷灰石裂变径迹数据的统计显示（表 4–2），全区的磷灰石裂变径迹数据分散、年龄和长度的变化范围大（年龄在 1.2 ~ 189Ma；长度在 6.5 ~ 15.4μm）。

图 4–25a 的年龄统计显示，自北向南，秦岭和米仓山地区的年龄分布特征大致相近，年龄高频峰值分别约在 77Ma 和 72Ma，新生代的年龄频度低。这意味着秦岭与扬子克拉通西北部自晚白垩世以来的构造活动可能基本一致，主体的构造事件受控于白垩纪的快速抬升—剥蚀（胡圣标等，2005）；龙门山地区的年龄分布最广；丹巴地区晚新生代以来的年龄频度最高。这种分布趋势反映上扬子板块西部地区具有自 NE 向 SW 增强或南强北弱的新生代构造活动特征。

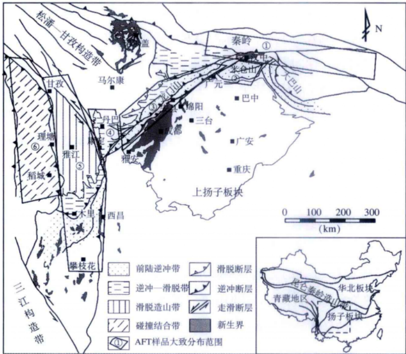


图 4–24　上扬子板块西部地区构造单元略图（据许志琴等，1992 改编）

统计样品的大致分布区域：①秦岭 ②米仓山 ③龙门山 ④丹巴带 ⑤雅江带 ⑥义敦带

表 4-2　上扬子西部及邻区构造单元磷灰石裂变径迹数据统计

单元	样品数量	年龄范围 (Ma)	平均年龄 (Ma)	含长度样品	长度范围 (μm)	平均长度 (μm)	STD (μm)	资料
秦岭	64	27.3 ~ 171	76.1±4.7	36	11.6 ~ 13.5	12.6±0.9	1.6	[1]
米仓山	13	66 ~ 111.7	81.5±7.4	13	10.6 ~ 12.5	11.8±0.2	1.7	[2]
龙门山	26	4.3 ~ 189	65.7±12.6	23	11.0 ~ 15.4	12.5±0.4	1.9	[3]
丹巴带	40	1.2 ~ 72	16.8±3.3	38	8.0 ~ 14.6	11.8±1.4	2.3	[4]
雅江带	35	4.7 ~ 122	34.4±4.0	34	9.7 ~ 14.3	12.0±0.9	2.3	[5]
义敦带	71	3 ~ 154.9	46.2±4.9	69	6.5 ~ 14.2	11.1±1.5	2.8	[6]
全区	249	1.2 ~ 189	51.4±5.3	213	6.5 ~ 15.4	11.8±1.1	2.1	

资料来源：[1] Hu 等（2005）和 Enkelmann 等（2006）；[2] 本书研究数据；[3] Arne 等（1997），Fowler（2004）和本书研究数据；[4] Arne 等（1997），Clark 等（2005）和来庆洲等（2006）；[5] 刘文中等（2003），Fowler（2004）和来庆洲等（2006）；[6] Fowler（2004）和来庆洲等（2006）。

而自西向东，从义敦到雅江到丹巴地区，年龄分布范围显著变小，新生代的磷灰石裂变径迹年龄分布也显示明显地向东偏移。由此反映丹巴地区是上扬子西部一个受新生代构造改造较频繁的地区。可能与该地区同时受制于鲜水河断裂、龙门山—锦屏山断裂和安宁河断裂的活动影响有关。

图 4-25b 显示，全区的磷灰石裂变径迹长度统计普遍小于 14μm，较磷灰石的初始径迹长度 16.3μm 明显偏小，且各单元样品的径迹长度随年龄并没有显示出清晰和统一的变化。这意味着研究区的磷灰石裂变径迹均遭受过不同程度的部分退火和热干扰，导致不同单元的热历史记录存在差异。同时也意味着上扬子板块西部地区的新生代构造活动在区域上并不完全统一，构造演化在区域上可能存在差异。

（二）新生代构造活动的时序

在上扬子西部地区，尽管现存的新生代构造层序和变形记录不完整，但根据区域的低温热年代学综合分析可获得新生代构造活动时序的定性—定量认识。

全区磷灰石裂变径迹年龄的分布显示构造—热事件的频度—概率高峰出现于 75Ma、61Ma、51Ma、43Ma、24Ma、15Ma、10Ma 和 5Ma（图 4-25a），反映区域上构造事件的时序性和多阶段特征。而根据其频度—概率强度又可分为两个明显的阶段：61 ~ 43Ma 的年龄频度—概率大致相当，约 24Ma 以来的年龄频度—概率逐渐增加。这一特征提供了构造—热事件转变的信息，指示新生代的构造活动可能自 24Ma 以来逐渐增强，并在 10 ~ 5Ma 达到最高峰。

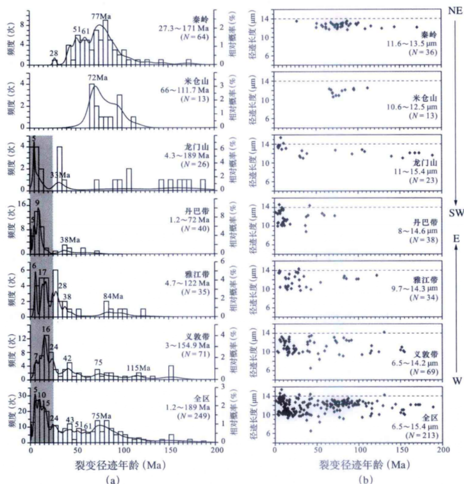


图 4–25　上扬子板块西部地区磷灰石裂变径迹年龄变化格局

（a）裂变径迹年龄频度—相对概率综合直方图；（b）裂变径迹年龄—长度分布关系图

图中阴影部分为约 24 Ma 以来的高频分布特征区域

侯增谦等（2006）将青藏高原碰撞造山带的碰撞造山过程分为主碰撞期（65 ～ 41Ma）、晚碰撞期（40 ～ 26Ma）和后碰撞期（25 ～ 0Ma）。根据这种划分，上扬子板块西部地区的新生代构造活动则在约 61 ～ 43Ma 对应于青藏高原的主碰撞期，在 43 ～ 24Ma 对应于青藏高原的晚碰撞期，约 24Ma 以来对应于青藏高原的后碰撞期。

约 24 Ma 是上扬子板块西部地区新生代构造活动增强的一个重要转折时期。前人的研究认为，这一时期的构造事件可以与中国西部地区的区域性构造活动相关联（刘树根等，2001）。如：川西龙门山冲断带和丹巴公差变质岩抬升速率的转变约在 20Ma（许志琴等，1992；Arne 等，1997）；川西南凉水井组底部的角度不整合和巨厚层砾岩显示约

23 ~ 25Ma 构造层间断事件（李勇等，2002）；楚雄盆地第一次喜马拉雅期的强烈变形改造约在 23.5Ma（马力等，2004）；而青藏高原东缘中新世以来的剥蚀作用也表现为一个由平缓到突然加速的过程（张毅等，2006）。因此，中新世时期的构造事件可能意味着上扬子板块西部边界地区的新生代构造格局发生了重大变革，与区域构造活动的差异存在密切联系。

二、新生代构造活动时空差异的总体格局

裂变径迹数据的空间宏观分布可以从区域的尺度提供构造活动和地表过程相联系的信息（Gleadow 等，2002）。考虑到研究区现有的数据点不密集，数据分散性较大等特点，除利用年龄泡泡图分析年龄数据的区域变异特征外，通过最近邻点法插值计算，结合径迹年龄、年龄 / 高程、径迹长度以及长度标准偏差的分布趋势进行综合分析（图 4–26），讨论时空差异的总体分布格局。

从年龄的泡泡图分布来看（图 4–26b），研究区北部（秦岭—米仓山地区）的年龄数据变异小，而向南则表现为新、老年龄混杂，数据变异大。反映北部受控于较早期的快速冷却事件，新生代的活动在此并不显著，而南部存在较多的新生代构造活动和改造，从图示上整体反映了新生代构造活动南强北弱的分段格局。这与图 4–26a 的年龄统计一致。其年龄插值分布的图示（图 4–26c）也展示相同的演化特征。

结合图 4–26c 到图 4–26f 的分布趋势显示，研究区南、北新生代构造活动的差异大致是以安县—松潘为界，构成南、北分段的格局。南段的磷灰石裂变径迹年龄较新（整体＜ 50Ma）、长度较短（整体＜ 12μm）和长度标准偏差较大（整体＞ 2μm），明显指示新生代演化在该段是以构造抬升、构造—热事件为主，造成区域性改造的过程；而北段的磷灰石裂变径迹年龄较老（整体＞ 50Ma）、长度较长（12 ~ 14μm）和长度标准偏差较小（1 ~ 2μm），指示新生代的构造活动在此不具规模，区域上在经历了较早期（白垩纪）的快速冷却事件后（胡圣标等，2005），有一个侵蚀—剥露和缓慢抬升的演化过程。

为了避免磷灰石裂变径迹年龄的分析结果受地形高差的影响（Braun，2002），我们利用年龄 / 高程对数据进行“去高程”标准化处理。这一关系有利于提供研究区内差异性剥露的信息。剥露较快的地区，其磷灰石裂变径迹年龄经“去高程”标准化后，数值应表现得较小。图 4–26d 显示出标准化后的数据分布总体上从北东向南西方向变小，而在安县—汉中以西，也显示数据明显变小的趋势。这意味着研究区的剥露过程是自北向南、自东向西地增强，向青藏高原腹地方向为快速的抬升—剥露区。这一特征不仅构建了上扬子板块西部边界地区新生代的抬升—剥露与青藏高原隆升的密切联系，也暗示上扬子板块西部边

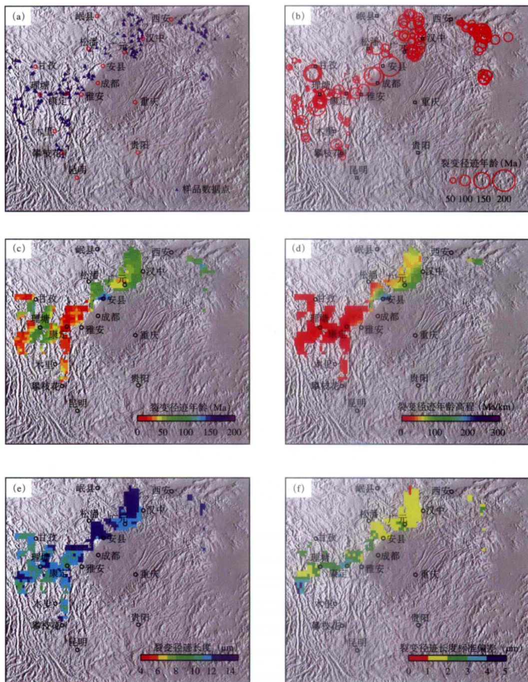


图4-26 上扬子板块西部地区裂变径迹数据趋势分析

(a) 裂变径迹统计数据的样品分布位置图;(b) 裂变径迹年龄值的泡泡变异图;(c) 裂变径迹年龄值的分布趋势(采用最近邻点法插值,下同);(d) 裂变径迹年龄/高程值的分布趋势;(e) 裂变径迹长度值的分布趋势;(f) 裂变径迹长度标准偏差值的分布趋势

界地区新生代构造活动的主要动力来自西南部印度板块与喜马拉雅的碰撞作用，其远程影响导致上扬子西缘一系列向东呈弥撒扩展的构造变形的发展。

在上扬子西部地区，低温热年代学分析指示了新生代构造活动的总体格局是南、北分段特征。其位置在龙门山构造带大致以安县—松潘为界，新生代构造活动在空间上表现为南强北弱的特点。事实上，已有研究者指出，在龙门山地区，自中新世以来的断裂活动和重力垮塌侵蚀作用表现为自北向南地加强（邓起东等，1994；Chen 等，1996；Arne 等，1997；Meng 等，2006；贾秋鹏等，2007）。在安县以北，青藏高原东缘强烈的新生代活动已向西转到了岷山一带，而不是位于龙门山北段；安县以南的新生代构造活动和变形则可向东延至四川盆地内部的龙泉山（邓起东等，1994；贾秋鹏等，2007）。在川西前陆褶皱冲断带，挤压缩短的陆内变形也表现出南强北弱，且在安县以南的基底卷入式叠瓦冲断构造突出新生代的变形特点（Burchfiel 等，1995；贾东等，2003；陈竹新等，2005b；Jia 等，2006）。钟锴等（2004）认为，在川西地区，以安县—三台为界，存在南、北分段的基底重、磁异常，而新生代变形由南向北的传播受制于这种基底特征的影响。因此，上扬子西部地区的低温年代学分析在一定程度上构建了新生代的构造变形与基底结构特征之间的联系。

分析表明，上扬子板块西部地区的南段应是新生代活动的主控区，表现出新生代构造抬升和构造改造强烈的活动性，而北段总体受制于白垩纪的抬升—剥露，新生代以来主要表现出剥蚀和弱构造改造的特点。

第三节　龙门山北段—米仓山新生代构造事件和活动带的迁移特征

青藏高原东缘的龙门山构造带和米仓山构造带是以统一的上扬子构造单元为背景而发展演化形成的边界造山地质单元。但二者主体的构造形迹表现不同，米仓山地区的主体构造形迹呈 EW 向展布，龙门山地区的主体构造形迹呈 NE 向展布。二者在空间上的交接表现出 NE 向的龙门山构造带在北段存在对米仓山构造带的叠加改造，其时代在中、新生代（魏显贵等，1997；杜思清等，1998；吴德超等，1998）。因此，龙门山北段—米仓山地区不仅是了解这一构造复合关系的重要窗口，也是分析中、新生代以来上扬子西北缘构造变迁的理想场所。

龙门山北段—米仓山地区广泛出露太古宇—元古宇基底岩系，震旦纪至早白垩世的盖层沉积分布于汉中以南，四川盆地内长期以来缺失晚白垩世—新生代的构造层（图 4–27）。区域上的低温年代学分析认为其主体受控于白垩纪时期的抬升—剥露，而新生代的构造活

动和构造变形特征并不显著，研究也较为薄弱。

龙门山北段—米仓山地区主体的构造形迹呈 EW 向展布（杜思清等，1998；吴德超等，1998），自北而南可划分为汉南推覆构造带和米仓山推覆构造带两大构造单元，分别构成汉南推覆隆起带和米仓山南缘滑脱带（魏显贵等，1997；吴德超等，1998）。其中，汉南隆起形成于晚三叠世，米仓山隆起形成于白垩纪，总体表现出构造变形前展式自北向南推移的特征（魏显贵等，1997；杜思清等，1998；吴德超等，1998），并在米仓山南缘形成长轴近 EW 向延伸的燕子峡背斜和大两会背斜（李本亮等，2008）。构造剖面显示（图 4–27b），米仓山隆起带表现为一个大型的基底卷入的褶皱构造，山前冲断带的浅层结构简单，仅表现为一个单斜构造，但其深部结构复杂，显示多层次和多时期的构造复合和叠加（李本亮，2008）。

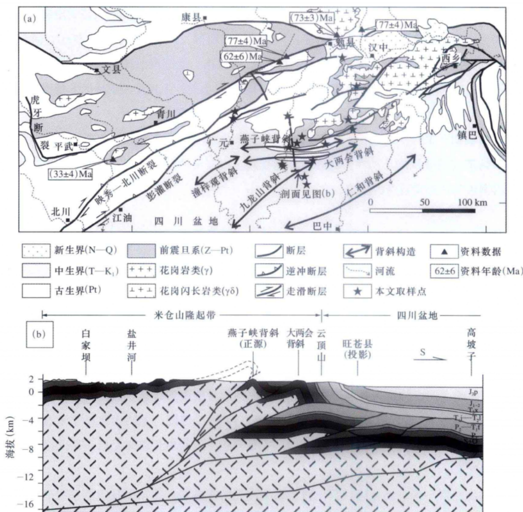


图 4–27　龙门山—米仓山地区地质构造略图（剖面图 b 据李本亮，2008）
资料数据和资料年龄据 Enkelmann 等（2006）和 Arne 等（1997）

前人对新生代构造变形的初步研究表明，龙门山—米苍山地区早期EW向的推覆构造存在来自西侧龙门山构造带NE向构造叠加改造的形迹，应形成于喜马拉雅期（魏显贵等，1997；杜思清等，1998；吴德超等，1998），并造成米仓山前缘隆起带至四川盆地内的潼梓观背斜、九龙山背斜和仁和背斜与龙门山构造体系走向大致相近（李本亮，2008）。龙门山—米仓山地区NE向构造对印支—燕山期EW向构造的叠加改造是新生代构造活动的重要指示。因此，对该地区新生代构造活动事件的深入解析有利于完善龙门山以至于上扬子板块西部边界地区构造变形和构造活动的整体认识。

近年来，随着研究的发展，磷灰石裂变径迹热年代学分析作为一种成熟技术手段已被广泛用于揭示区域构造活动、剥露历史和盆地热演化史等定量研究中。而这一技术同样适用于在缺乏有效沉积记录的地区进行构造事件分析（Raza，1997；吴堑虹，2001）。本书试图通过这一技术手段对川西北龙门山—米仓山地区的新生代构造事件进行约束，并讨论构造活动带的迁移特征。

一、磷灰石裂变径迹的取样及分析结果

（一）取样和实验分析技术

龙门山北段—米仓山地区相应的磷灰石裂变径迹取样信息见图4–27和表4–3。实验分析采用白云母外探测器法。实验流程中先通过常规磁选和重液技术分离出磷灰石单矿物，并用环氧树脂黏合磷灰石颗粒制片（颗粒数目500 ~ 1000个）；经打磨、抛光，磨制出观察面；室温下（约25℃）在HNO_3溶液中蚀刻20s揭示磷灰石自发径迹；加盖低铀白云母外探测片后将样品打包置于^{235}U中子活化反应堆内辐照（样品由CN5标准铀玻璃标定）；取下云母片在室温下40%（体积比）的HF溶液中蚀刻20min揭示出磷灰石诱发径迹。径迹的测量利用AUTOSCAN测量定位装置，选取平行磷灰石结晶c轴最大抛光面的颗粒，并在ZEISS偏光显微镜下统计。统计的基本数据为磷灰石的自发径迹数（Ns）、诱发径迹数（Ni）和封闭径迹长度等。年龄计算采用IUGS推荐的Zeta（ζ）经验参数法（Hurford，1990）。利用来自墨西哥Durango深成岩和美国Fish Canyon凝灰岩的磷灰石标准样品标定的Zeta（ζ）参数值为373.02 ± 17.89。实验分析获得的年龄结果通常称为表观年龄。

（二）表观年龄分析结果及指示意义

磷灰石裂变径迹通常记录寄主岩石在低温演化阶段的热历史特征，反映其在磷灰石的临界封闭温度（60 ~ 110℃）范围内的热历史记录。因此，裂变径迹表观年龄可能指示“事件年龄”、“冷却年龄”或“混合年龄”（Gleadow和Brown，2000）。其中，“事件年龄”可以与磷灰石样品在快速冷却条件下的构造事件相联系，“冷却年龄”与任何特殊地质事件不相关，而“混合年龄”指示样品存在构造干扰的热效应（Gleadow和Brown，2000）。

表 4–3 龙门山北段—米仓山地区取样信息

样品	经度	纬度	高程（m）	层位	岩性
CTS–1	E105° 52′ 35″	N32° 39′ 38″	512	D	砂岩
CTS–4	E105° 52′ 36″	N32° 40′ 13″	505	S	粉砂岩
WCS–4	E106° 19′ 32″	N 32° 37′ 39″	858	D	粉砂岩
WCS–8	E106° 20′ 8″	N 32° 24′ 16″	568	Pt	辉长岩 *
WCS–9	E106° 23′ 52″	N 32° 26′ 5″	628	Pt	花岗岩 *
WCS–10	E106° 27′ 8″	N 32° 29′ 21″	624	Pt	黑云母花岗岩 *
WCS–12	E106° 16′ 47″	N 32° 16′ 39″	505	T_3x	砂砾岩
WCS–13	E106° 17′ 27″	N 32° 15′ 58″	510	J_1b	中砂岩
WCS–14	E106° 27′ 50″	N 32° 11′ 34″	462	J_3p	细砂岩
WCS–15	E106° 29′ 19″	N 32° 8′ 18″	419	K1	细砂岩
WCS–16	E106° 32′ 13″	N 32° 19′ 17″	541	Є	砂砾岩
WCS–17	E106° 38′ 38″	N 32° 26′ 2″	1139	Є	砾岩
WCS–20	E106° 52′ 11″	N 32° 33′ 9″	703	Pt	花岗岩 *
WCS–22	E106° 54′ 16″	N 32° 51′ 8″	625	Pt	花岗岩 *
WCS–23	E106° 47′ 13″	N 33° 4′ 3″	668	T_1t	粗砂岩

* 元古宙杂岩（汉南侵入杂岩 Hannan intrusive complex），据报道的侵位时代为 820 ~ 780 Ma（张宗清等，2000；凌文黎等，2006）。

表 4–4 的裂变径迹年龄分析结果显示，位于龙门山断裂带北段的两个样品的表观年龄为（30.3±4.2）Ma 和（31.1±4.6）Ma，其余样品年龄在（63.7±6.4）Ma 到（111.7±9.0）Ma 之间。裂变径迹年龄均低于各自寄主岩石的地层或基岩年龄，因此在一定程度上可忽略取样地层或基岩本身的差异性，而直接讨论年龄数据与构造事件的联系。

表 4–4 龙门山—米仓山地区磷灰石裂变径迹分析数据

样品	颗粒数	ρ_D (Nd)	ρ_s (Ns)	ρ_i (Ni)	U	$P\chi^2$ (%)	Age±1σ (Ma)	ML±1σ (μm) (N)	STD (μm)
CTS–1	15	13.776 (7003)	2.719 (174)	28.828 (1845)	24.84	0	31.1±4.6	11.2±0.4 (39)	2.4
CTS–4	20	13.622 (7003)	2.613 (98)	23.227 (871)	22.32	17.16	30.3±4.2	11.5±0.2 (30)	1.5
WCS–4	42	13.162 (7003)	6.741 (575)	19.529 (1665)	20.49	25.98	85.0±6.2	12.1±0.2 (79)	1.6
WCS–8	30	13.485 (6288)	22.732 (1664)	61.107 (4473)	57.4	0	95.0±6.7	12.2±0.1 (254)	1.4
WCS–9	25	13.333 (6288)	17.419 (918)	44.877 (2365)	40.87	9.64	95.3±6.5	12.4±0.1 (284)	1.3
WCS–10	25	13.182 (6288)	15.671 (362)	34.199 (790)	32.33	98.68	111.7±9.0	12.5±0.1 (195)	1.4
WCS–12	22	13.030 (6288)	5.546 (615)	19.396 (2151)	18.45	0.76	69.8±5.7	11.5±0.2 (119)	2.0

续表

样品	颗粒数	ρ_D (Nd)	ρ_s (Ns)	ρ_i (Ni)	U	$P\chi^2$ (%)	Age±1σ (Ma)	ML±1σ (μm) (N)	STD (μm)
WCS−13	23	12.879 (6288)	5.683 (628)	16.769 (1853)	15.21	42.19	81.2±6.0	11.9±0.2 (117)	2.0
WCS−14	32	12.727 (6288)	6.264 (654)	20.9 (2182)	21.77	81.5	70.7±4.7	10.6±0.3 (72)	2.1
WCS−15	29	12.576 (6288)	6.239 (549)	20.057 (1765)	18.99	13.46	77.4±6.1	10.9±0.3 (48)	2.0
WCS−16	28	12.425 (6288)	6.747 (421)	22.372 (1396)	24.76	1.16	69.8±6.2	11.4±0.3 (72)	2.6
WCS−17	14	12.273 (6288)	17.214 (556)	44.675 (1443)	43.58	0	80.4±10.6	12.1±0.2 (44)	1.6
WCS−20	20	11.970 (6288)	17.273 (361)	59.809 (1250)	56.56	1.24	63.7±6.4	12.1±0.2 (34)	1.6
WCS−22	15	11.819 (6288)	1.647 (70)	4.847 (206)	5.58	16.76	74.0±12.9	10.9±0.5 (7)	1.4
WCS−23	2	11.667 (6288)	6.923 (36)	22.692 (118)	26.21	85.79	66.0±13.0	12.3±0.5 (3)	0.8

注：ρ_D、ρ_s和ρ_i分别为标准玻璃径迹密度、蚀刻样品磷灰石的自发径迹密度和诱发径迹密度，单位为10^5条/cm²；Nd、Ns、Ni和N分别为标准玻璃径迹数、蚀刻样品磷灰石的自发径迹数、诱发径迹数和统计封闭径迹数，单位为条；U为铀含量，单位为μg/g；$P\chi^2$为χ^2检验的概率；Age为中值年龄（central age）；ML为平均径迹长度；STD为径迹长度的标准偏差。

裂变径迹长度分析表明，平均封闭径迹长度10.6～12.5μm，标准偏差0.8～2.6μm，意味着年龄分析结果具有较大的分散性。部分单颗粒年龄分析结果未通过$P\chi^2$检验（$P\chi^2 < 5\%$），反映出部分样品存在较复杂的磷灰石裂变径迹记录。

根据分析样品的单颗粒年龄和封闭径迹长度的统计特征（图4−28），部分样品的单颗粒年龄的分散性显示存在新、老年龄群的混合，统计数大于20条的径迹长度表现出较宽的分布范围。因而，样品的实测表观年龄结果总体上反映“混合年龄”的分布特征，应存在多期混合的构造事件记录，其表观年龄数据并不具有指示特定构造—热事件的意义，需要结合其他模式或模拟来进一步分析检验。

二、利用径迹年龄谱模式的构造事件解析

（一）径迹年龄谱模式原理

采用径迹年龄谱模式（Belton，2005）对研究区的磷灰石裂变径迹样品的构造事件记录进行进一步分析。该模式的优势在于保留了所有来自长度直方图的原始热历史信息，也可以避免在常规热历史反演模拟中需要为事件节点预先提供温度—时间约束的人为干涉（Belton，2005；雷永良等，2008）。Ketcham（2005）评价这种干涉是造成热反演模拟“科学与艺术参半”的因素之一。

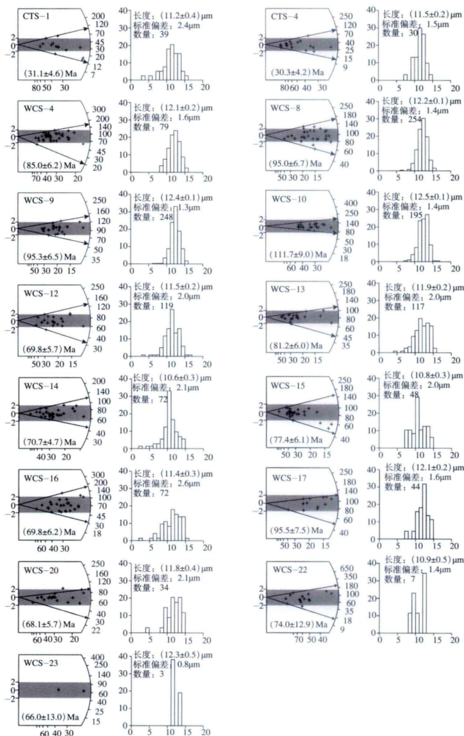


图 4–28　龙门山北段—米仓山地区裂变径迹测试年龄放射图和长度直方图

径迹年龄谱模式分析的原理是假定磷灰石中 ^{238}U 的裂变是一个连续过程，裂变形成长、短径迹不同组合的长度分布，而长度较短的径迹与较早期的冷却—构造事件相关联，长度较长的径迹则与较年轻的冷却—构造事件相联系（Belton，2005）。如果将样品从开始记录径迹以来的时段按长度分布的间隔数来划分，那么每一长度区间组内可以分配到同比间隔的时间份数，从而通过这种关系构建起径迹长度年龄谱的基础框架（图 4–29）。其中，最短径迹所代表的最老年龄被定义为冷却启动年龄，它是基于无偏差的长度分布校正来确定（Laslett 等，1982；Green，1988）。冷却—构造事件的年龄通常情况下可采用初始径迹长度为 16.3 μ m 对测量的封闭径迹长度结果进行标准化校正后的径迹密度计算值（Belton，2005）。而年龄分布谱线在演化过程中出现的重要转折代表可能的冷却事件（图 4–29）。可提供构造—热事件信息的约束和限定。

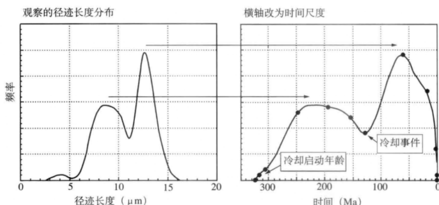


图 4–29　径迹年龄谱框架示意图（据 Belton，2005）

横坐标转换成时间尺度后，自冷却启动年龄始，与径迹长度分布具有等同的分段间隔数

计算过程基于 Microsoft Excel 工作表的 TASC（Track Age Spectrum Calculator）程序来完成。

（二）构造活动事件解析

径迹年龄谱模式分析显示年龄数据可以根据其空间展布大致划分为 4 种带状组合（图 4–30，Ⅰ带—Ⅳ带）。自 SE 向 NW，冷却—构造事件呈现出一定的演变规律。

Ⅰ带：样品基本来自米仓山隆起带的东侧。有 7 个样品的年龄谱显示较频繁的波动。反映存在多期冷却—构造事件的混合和叠加。在该组样品中，模式可粗略地分解出 129 ~ 110Ma 和 93.6 ~ 88Ma 两个冷却时段，并可能代表了相关构造事件的记录。而其后的冷却—构造事件信息并不统一，难以进一步划分。

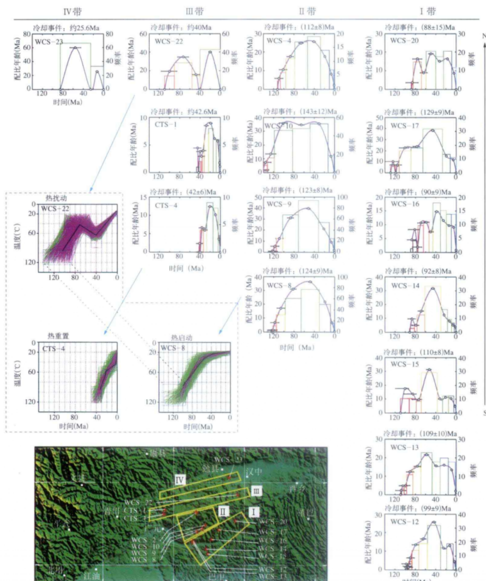


图 4—30　龙门山—米仓山地区裂变径迹年龄谱模式及冷却事件演化特征

虚线框内为对应样品的裂变径迹反演模型

Ⅱ带：有 4 个样品，样品来自米仓山隆起的主体部位。其年龄谱图示总体一致，显示可能的冷却启动事件约在 143 ~ 112Ma，随后的演化过程在后期活动中并未出现明显的干扰和改造，指示具有一个缓慢抬升—剥露的演化特征。

Ⅲ带：有 3 个样品，基本位于龙门山前山带（彭灌断裂或映秀—北川断裂）的北段。年龄谱总体显示可能存在 42.6 ~ 40Ma 的冷却事件。但位于北东端的样品 WCS−22，保留了一期较老的冷却—构造事件记录。约（110 ± 16）Ma 可能对应于Ⅱ带的准同期冷却记

录。因此，可以推测，该带内至少存在两期冷却—构造事件记录，早期（(110±16) Ma）的记录遭受了后期（约 42.6 ~ 40Ma）的强烈干扰和改造。因此，在Ⅲ带的 SW 端（样品 CTS−1 和 CTS−4），由于后期构造的强烈重置，TASC 模式仅能揭示晚期的冷却—构造事件，而在 NE 端（样品 WCS−22），不完全的重置结果导致早期的构造事件记录仍能保留。这一特征指示，在龙门山构造带，伴随相应的构造变形过程，构造—热活动可能沿 SW—NE 方向逐渐减弱。

Ⅳ带：仅有一个分析样品（样品 WCS−23），位于龙门山中部—后山断裂带北延的汉中附近。由于测试所得的裂变径迹数量较少（仅 3 条），通常认为不适合用于模拟分析。但在 TASC 模式图中，样品的早期冷却事件记录约为（85±16）Ma，晚期的冷却事件记录约在 25.6Ma。其记录特征与Ⅲ带中的 WCS−22 样品相似，推测该样品的冷却历史可能存在多期次的叠置。所不同的是，其残留的早期记录（(85±16) Ma）与Ⅰ带的晚期记录（93.6 ~ 88Ma）可能为准同期事件。从样品 WCS−23 的表观年龄和封闭径迹长度来看，(66.0±13.0) Ma 和（12.3±0.5）μm 的分析结果可以与 Enkelmann 等（2006）在龙门山构造带北部邻近位置所取样品的分析结果大致对应，而在该样品的 SW 方，即在龙门山构造带中，Arne 等 （1997）曾报道过（33±4）Ma 的分析结果。这进一步反映在龙门山北段构造带的中—后山带，NE 端年龄数据相对老，SW 端年龄数据相对年轻可能是裂变径迹年龄分布的特征之一。揭示了沿龙门山构造带的构造活动和构造改造 SW 强、NE 弱。基于以上的线索和分析，尽管样品 WCS−23 的 TASC 分析结果存在一些不确定因素，但综合前面Ⅱ带和Ⅲ带所获得的信息，据 WCS−23 数据进一步划分出Ⅳ带是可以接受的，并由此推断约 25.6Ma 为一期潜在的构造事件记录。

三、构造的叠加改造和迁移转换特征

径迹年龄谱模式的分析结果揭示了龙门山北段—米仓山地区 4 期可能的构造事件在 143 ~ 112Ma、93.6 ~ 88Ma、42 ~ 40Ma 和 25.6Ma。这些事件反映了研究区在时空上存在多阶段的构造叠加或改造，且表现出构造活动随时间演变而迁移，主体构造变形发生转变。

（一）NE 向构造对 EW 向构造叠加改造的确定

在龙门山—米仓山地区，年代学特征指示，Ⅱ带约 143 ~ 112Ma 的抬升—剥露事件与前人在秦岭构造带已取得的大量年代学记录基本一致（Chen 等，1995；Webb 等，1999；Ratschbacher 等，2000；李齐等，2001；Grimmer 等，2002；Reiners 等，2003；郑德文等，

2004；万景林等，2005；Hu 等，2006；Enkelmann 等，2006）；构造特征则表明，米仓山Ⅱ带及其前缘的燕子峡背斜和大两会背斜主体具有与秦岭构造带基本一致的近 EW 向展布的构造形迹；而沉积特征则显示该时期四川盆地的下白垩统沉降中心已位于川北的米仓山前（郭正吾等，1996；刘树根等，2006；陈竹新等，2008），因此，约 143 ～ 112Ma 的事件记录可能反映这一时期秦岭—米仓山—四川盆地存在较一致的区域构造—沉积响应，其构造变形具有 SN 挤压应力作用下自北向南传播的特点，并导致区域范围内总体呈 EW 向的构造格局得以奠定。也正因为如此，米仓山地区 EW 向构造变形的定型至少可追溯到燕山期。

在燕山期晚期，米仓山地区的构造事件具有从Ⅱ带到Ⅰ带向 SE 方向迁移的表现。前人的研究指出，在燕山期晚幕（K_2/K_1）以来的米仓山断层传播褶皱阶段已具有 NE 向构造叠加的属性，隆起呈自东而西发展（魏显贵等，1997），并伴有 87.4 ～ 68Ma（ESR 定年）的深部构造热—矿化事件（邓明森等，1997）。本研究的年代学证据进一步表明，米仓山地区早期的 EW 向构造被 NE 向构造叠加可能发生在约 93.6 ～ 88Ma，并形成米仓山Ⅰ带的构造活动记录呈 NE 向展布。由于该带的 NE 向展布特征与龙门山构造带的走向大致一致，而与米仓山东侧的大巴山构造带近于垂直，该期构造改造更可能来自于米仓山西侧龙门山构造带活动的影响而非大巴山。Ratschbacher 等（2003）和 Enkelmann 等（2006）认为，秦岭地区在早白垩世晚期—晚白垩世期间处于 NW—SE 向挤压的主应力场。川西北盆地内侏罗系和下白垩统岩层的磁组构特征也表明残留的最大主应力方向记录是 NW—SE 向（罗良等，2006，2008）。因此，构造变形可能为 NW—SE 向挤压应力作用下自 NW 向 SE 的前展式推进，并可能与龙门山构造带在燕山—喜马拉雅期处于自 NW 向 SE 前展式的推覆—滑覆构造叠加活动阶段相对应（林茂炳，1994）。

（二）NE 向构造活动带的迁移特征

如前所述，龙门山北段—米仓山地区较早期的构造事件出现于Ⅱ带（143 ～ 112Ma），93.6 ～ 88Ma 的构造事件反映在Ⅰ带，相对而言，这一时期研究区的 NE 向构造在空间上具有向 SE 方向迁移的趋势，显示构造活动带前展式发展的过程。但此后的新生代构造活动似乎并未继承这一发展演化方式。相反，明确的构造事件记录（42 ～ 40Ma）出现于米仓山西部的龙门山构造带（Ⅲ带），并呈现出活动带进一步向 NW 发展的演化趋势（25Ma 的构造事件记录于Ⅳ带），其构造活动带则具有类似后展式的迁移特征（图 4–31）。

近年来，在秦岭地区，Enkelmann 等（2006）认为，晚新生代的快速剥露主要位于秦岭西南部的岷山一带。在龙门山地区，一些研究者已注意到从龙门山断裂带向 NW 方向构造事件具有逐渐变新的演化趋势。Kirby 等（2007）认为，龙门山的新生代快速隆升发生

在距今 11 ~ 5Ma，而其 NW 侧的岷山及其周边地区的隆起发生在距今 5 ~ 3Ma；Gan 等（2007）通过固定青藏高原的整体框架研究 GPS 的水平形变速度场，其结果表明，尽管在龙门山一带形变不明显，但其北部西秦岭的地壳形变具有向西发展的趋势（图 4–32）。徐锡伟等（2008）认为，新生代川西高原上的巴颜喀拉地块在向 SE 挤出的运动过程中，存在来自华南地块（扬子部分）的强烈阻挡作用，从龙门山断裂带的中南段到龙日坝断裂带之间的构造带，构造活动表现为逐渐向后陆方向扩展，由此形成晚第四纪活动的右行走滑龙日坝逆断裂（图 4–33），并承载着青藏高原东缘的现今构造变形特征。

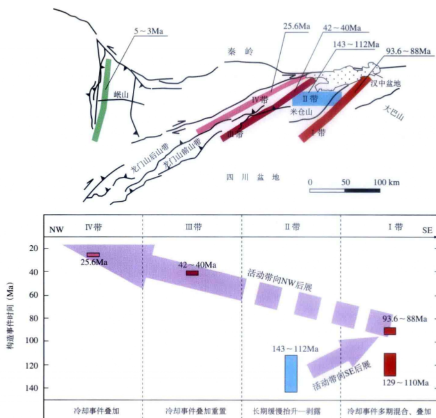


图 4–31 龙门山北段—米仓山地区中、新生代构造事件的迁移特征

研究揭示，新生代尤其是约 40Ma 以来，龙门山北段—米仓山地区的构造活动带可能已有后展式的发展趋势。这一方面使得米仓山地区总体上保留了较显著的燕山期构造变形和抬升—剥露的特征，另一方面也使得从龙门山构造带北段到四川盆地内部并未发现大规模的新生代冲断构造向东传播，而仅表现为宽缓的褶皱变形得以合理地解释。

然而，这一特征与龙门山构造带南段的表现则有所不同，许多研究者在龙门山构造带南段已发现大量的研究证据表明晚新生代的构造变形已向川西南的盆地内传播（邓起东等，

1994；杨晓平等，1999；贾东等，2003；贾秋鹏等，2007），总体上仍有继承龙门山构造带印支期以来前展式构造变形的特点。而前已述及，龙门山构造带的晚新生代活动事实上存在南、北分段的差异。它不仅在低温热年代学研究已得到显著的体现（图 4–25），且在四川盆地的沉积演化过程中，上白垩统—新生界的沉降中心从川北向川西南部迁移也可得到印证（陈竹新等，2008）。因此，龙门山北段—米仓山地区构造活动带的向西迁移和龙门山构造带南段的前展式变形可能是造成龙门山构造带南、北分段的一个重要因素。而这种分段性自中新世（24 ~ 25Ma）以来可能被显著地加强，最终造就了现今上扬子板块西部边界地区新生代构造变形的差异分布格局。

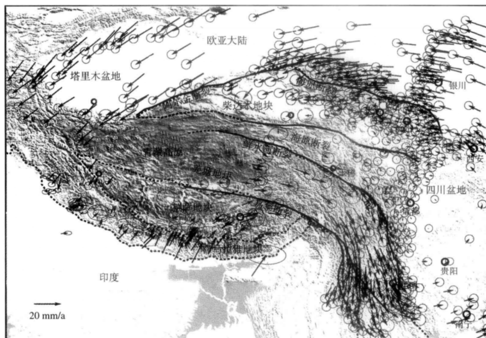


图 4–32　在青藏高原整体固定框架下的青藏高原内部水平形变速度场（据 Gan 等，2007）

（三）构造变形的转换

研究区 42 ~ 40Ma 和 25.6Ma 的构造活动主要体现在龙门山构造带上反映新生代龙门山北段的构造变形可能不是以前缘的推覆—冲断构造为主。Burchfiel 等（1995）认为，龙门山构造带晚新生代时期的主体构造活动可能不是构造缩短变形；庄忠海（1988）和 Enkin（1991）根据雅安地区红层古地磁测定结果认为四川盆地发生 7° ~ 10° 的逆时针旋转约在古近纪中晚期；李勇等（2006）认为，龙门山断裂带从早期的左行走滑运动到晚新生代右行走滑运动的反转可能发生在 43Ma 以后，右行走滑兼有少量的逆冲分量。由于龙门山断裂带的运动兼有逆冲和走滑双重属性，因此，42 ~ 40Ma 可能是龙门山断裂带产生右行走

滑运动初期转换的重要时期，而约 25Ma 以来，这一运动不仅开始表现强烈，而且主活动带可能向后山带迁移。这一特征至少在龙门山断裂带北段有显著表现。由此，可能也造成构造应力在龙门山断裂的后山带而非前山带集中。右行走滑和构造带后展式发展可能是龙门山地区晚新生代活动的一个重要特征。

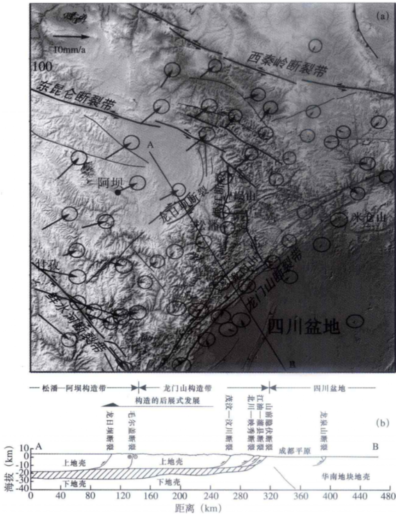


图 4−33　川西高原速度场及断裂系统（据徐锡伟等，2008，有修改）

（a）青藏高原东缘地区相对于华南地块的 GPS 速度场图（1999 ~ 2001）；

（b）川西断裂带后展式滑脱构造系统示意图

综上所述，龙门山北段—米仓山地区的磷灰石裂变径迹记录了 4 期构造事件（143 ~ 112Ma、93.6 ~ 88Ma、42 ~ 40Ma 和 25.6Ma），反映了中—新生代以来构造叠加、主体构造变形转变和构造活动带迁移的复杂演化过程。

143 ～ 112Ma 是奠定米仓山内 EW 向的主体构造形迹的时期。这一时期的川北米仓山地区处于 SN 挤压作用下的构造缩短变形，构造变形具有自北向南发展的特征。但在 93.6 ～ 88Ma，由于来自龙门山构造带自 NW 向 SE 发展的褶皱—冲断构造变形的影响，可能出现 NE 向构造对 EW 向构造的叠加。

42 ～ 40Ma 的构造事件记录主体位于龙门山构造带，一方面意味着龙门山的 NE 向构造对米仓山早期 EW 向的构造改造和叠加进一步被突出，另一方面也可能意味着这一时期并没有大规模的冲断构造向东传播。因此，在这一时期，龙门山断裂带的主体构造变形可能不是以地壳的缩短为主，而是开始实现右行走滑活动的转变。

从 93.6 ～ 88Ma 到 25.6Ma，一系列的 NE 向构造活动记录显示构造活动带具有向西迁移的趋势。25.6Ma 的构造活动已迁移到龙门山断裂带的后山带。也正由于这一趋势，龙门山构造带南、北分段的构造格局自中新世以来得以加强，并具有明显的新生代构造作用的色彩。

可以推断，在新生代青藏高原东缘造山体制下，龙门山构造带总体的构造格局是区域上呈现南、北分段性。南段的新生代构造活动存在向东扩展的发展过程，构造变形已对川西盆地形成改造；北段的新生代构造活动则可能表现为向西迁移，由此可能导致大部分构造应力在龙门山断裂北段的后山带集中而非向前传递。

新生代龙门山北段—米仓山地区构造活动和变形的这种时空转换和迁移关系构建了龙门山构造带新生代南、北分段特征的重要线索和联系，对青藏高原隆升造山体制下，上扬子板块西部边界地区新生代构造南、北分段格局的深入认识具有重要意义。

第四节　新生代构造边界的迁移和演化特征

如前所述，青藏东缘—上扬子西缘的主要边界构造体系在新生代演化过程中呈阶段式发展，各个阶段构造变形发展性质、形式和强度在不同地区表现并不一致（图 4—34），但都显示出一定的迁移特征。这种迁移主体是受制于印度板块与喜马拉雅碰撞作用下青藏高原的造山隆升，并随所夹持块体的运动和高原陆内变形的扩展，最终在空间上，展现出上扬子板块西部地区新生代构造活动和构造变形南、北分段的主要特色；在时间上，则大致表现 61 ～ 43Ma 所对应得青藏高原主碰撞期、43 ～ 24Ma 所对应的青藏高原晚碰撞期（侯增谦等，2006）和约 24 Ma 新生代构造活动的增强和重要转折的时期，至 10 ～ 5Ma，新生代构造运动则处于最高峰，高原周缘呈现构造变形的向外扩展和差异隆升效应（Molnar 等，1993；张培震等，2006；方小敏等，2007）。图 4–35 显示了新生代构造边界的阶段性迁移特征。

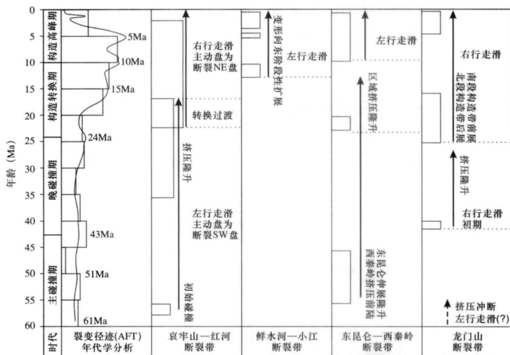


图 4-34　上扬子板块西部边界地区构造边界的新生代构造变动事件与阶段划分

61 ~ 43Ma 是青藏高原的主碰撞期，新特提斯洋沿雅鲁藏布缝合带实现消亡过程（潘桂棠等，1999）。东昆仑以南表现为南北挤压的缩短变形，但东昆仑北部的柴达木盆地则开始大面积断陷沉降期，可能反映基底的伸展拆离（倪金龙等，2007）。西秦岭北部的贵德—西宁盆地因挤压作用形成前陆盆地。上扬子西缘的红河断裂带出现碰撞初期的左行走滑变形（张进江等，2006）。

43 ~ 24Ma 的晚碰撞期发生于印度与亚洲大陆持续会聚的构造背景，以大陆内部块体的相对运动，即陆内俯冲和逆冲—推覆—走滑活动为特征（侯增谦等，2006）。该时期东昆仑构造带表现为挤压缩短，由北向南推覆的构造变形。红河断裂带处于大规模左行走滑的主要发展时期，其主动盘为断裂带西盘指示印支地块存在向 SE 的大规模逃逸，而龙门山断裂带可能出现右行走滑的特征，与攀西一带相应的新生代岩浆活动相对应（俞如龙，1996），龙门山断裂带和红河断裂带所夹持的上扬子陆块部分可能存在向西的陆内俯冲。

24 ~ 10Ma 的构造转换期，红河断裂带出现左行走滑到右行走滑的转变，其主动盘已位于断裂带东侧，反映来自印度—喜马拉雅碰撞的影响已随构造边界所夹持块体的活动向北扩展。陆内变形向高原周缘的扩展使得东昆仑北部的柴达木盆地进入挤压变形期，西秦

岭北部的前陆盆地形成冲断变形；龙门山南、北段的构造变形差异显著，北段的构造活动带可能向西迁移，南段的构造变形可能继承了前展式的发展特征而向四川盆地内传递。

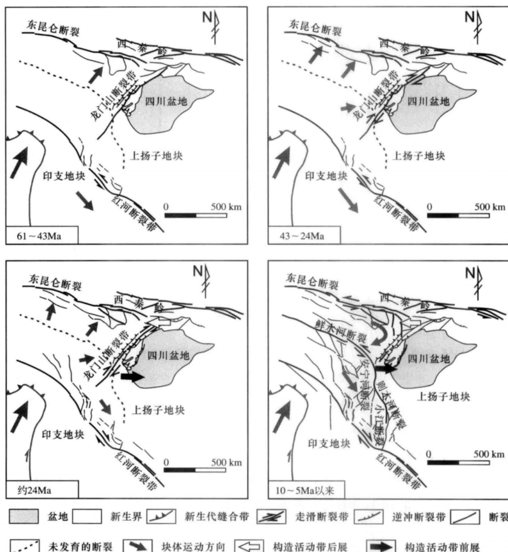


图 4–35　上扬子板块西部边界地区新生代构造边界的迁移

10 ～ 5Ma 以来，鲜水河—小江断裂带的新生性和东昆仑断裂带的左行走滑运功约在 10Ma 复活显示上扬子西部地区的主体构造边界已发生转变。一方面，右行走滑的红河断裂带和左行走滑的鲜水河—小江断裂带所夹持的块体表现出向 SE 的“逃逸”，并随着演化的发展表现出阶段性隆升和构造变形向东发展。GPS 特征显示这种“逃逸”明显为塑性流滑，而非刚性挤出（图 4–32）。另一方面，由于龙门山断裂带北段构造活动带表现出后展，东

昆仑断裂带的左行走滑变形并未向西秦岭地区大规模地传递。GPS 特征显示，左行剪切在龙门山一带已不再明显，基本终止于左行走滑的岷江断裂带，并形成岷山晚新生代的快速隆起。而龙门山断裂带南段则可在成都盆地内发现更新世的构造变形，显示晚新生代仍有前展的变形发展特征。

小　结

（1）在青藏高原隆升的构造体制作用下，上扬子板块西部边界地区的新生代构造演化以边界构造带的大规模走滑和逆冲—冲断为显著变形特征，并与挟持于其间的块体构成陆内变形迁移和扩展的演化图式，显示阶段性的运动发展过程。研究重点分析了红河断裂带、鲜水河—小江断裂带、东昆仑—西秦岭断裂带和龙门山断裂带的新生代构造变形和活动。这些边界构造体系在新生代演化过程中呈阶段式发展，各个阶段构造变形发展性质、形式和强度在不同地区表现有所不同，但都显示出一定的构造迁移和转换特征。

（2）通过青藏高原东缘—上扬子西缘地区的低温热年代学统计分析（磷灰石裂变径迹方法），整体上构建了研究区新生代构造活动的时序特征。反映出区域性的新生代构造—热事件高峰时间大约在 61Ma、51Ma、43Ma、24Ma、15Ma、10Ma 和 5Ma。其中，61 ～ 43Ma 的年龄频度概率大致相当，约 24Ma 以来的年龄频度概率逐渐增加指示新生代的构造活动可能自 24Ma 以来逐渐增强，并在 10 ～ 5Ma 达到最高峰。此外，磷灰石裂变径迹的年龄分布图式显示，上扬子板块西部边界地区的新生代构造活动呈现南、北分段的区域分布格局，界限大致位于安县—松潘一带。南段构成新生代构造活动的主控区，表现出新生代构造抬升和构造改造强烈的活动性，而北段总体受制于晚白垩纪的抬升—剥露，新生代以来主要表现出剥蚀和弱构造改造的特点。这一格局也决定了新生代的构造变形总体上存在南、北的区域性差异。

（3）通过龙门山北段—米仓山地区的中、新生代构造事件的分析研究，揭示了该地区至少经历了 4 期构造事件，时间在 143 ～ 112Ma、93.6 ～ 88Ma、42 ～ 40Ma 和 25.6Ma。这些构造事件在时间上表现为多期构造的叠加改造，在空间上表现为构造的叠加和改造随时间演化呈现出新生代的构造活动带有明显的迁移特征。143 ～ 112Ma 是龙门山北段—米仓山地区 EW 向构造定型的时期，燕山期的构造变形呈自北向南前展式发展；93.6 ～ 88Ma 是龙门山的 NE 向构造对米仓山的 EW 向构造改造的初期，具有自 NW 向 SE 的前展式变形特征；42 ～ 40Ma 是龙门山构造带右行走滑的活动转换期，构造变形主要体现在龙门山构造带而非向四川盆地内部传播；至 25.6Ma，龙门山北段的构造活动带具有向西迁移发展的后展式特征，使得构造带的南、北变形差异加剧，构造应力趋向于向龙门山后山带而非

前山带集中。这一特征为分析青藏高原隆升造山体制下，上扬子板块西部边界地区新生代构造南、北分段格局，并建立与上扬子西缘新生代各构造边界体系差异表现的联系具有重要意义。

（4）根据年代学和构造变形的发展特征，上扬子板块西部边界地区的新生代构造变形可划分为 4 个阶段，其演化反映高原的陆内变形具有向北和向东迁移扩展的过程：61 ~ 43Ma 是青藏高原的主碰撞期，上扬子西部地区主体以东昆仑—西秦岭构造带和红河断裂带为构造边界，表现出地壳挤压缩短的构造变形特征，红河断裂带应西侧印支块体的逸出，表现出左行走滑特征；43 ~ 24Ma 的晚碰撞期，伴随印度和亚洲大陆的持续会聚作用，东昆仑—西秦岭构造带和红河断裂带分别出现大规模的逆冲推覆和走滑变形，龙门山断裂带出现右行走滑的构造转换，并具有主构造活动带向西迁移的趋势，并有可能伴随上扬子板块向西的陆内俯冲；24 ~ 10Ma 的构造转换阶段，由于红河断裂带东侧的块体表现出向 SE 逸出的趋势，红河断裂带从左行转变为右行走滑，并反映出高原的隆升活动向北扩展，龙门山断裂带随着北段的构造带向西迁移和南段的构造变形前展式推进，南、北分段的差异加剧；10 ~ 5Ma 以来，随着鲜水河—小江断裂带左行走滑运动的产生和发展，一方面，鲜水河—小江断裂带与红河断裂带间所挟持块体出现大规模的逸出，另一方面，活动块体向北发展，东昆仑构造带左行走滑运动复活，并伴随着龙门山构造带北段的西迁运动造成岷山的晚新生代隆升和西秦岭北部的高原向北扩展。鲜水河—小江断裂带和东昆仑断裂带具有上扬子西部地区晚新生代构造边界的特征。

第五章　石油地质条件与油气远景

上扬子区数十年以来的油气普查与勘探实践证明，该地区石油地质条件良好，是中国南方油气勘探和资源评价的重要地区。在上扬子板块西部地区，原特提斯洋盆（Z—O—S）和古特提斯洋盆（D—T_3）发展阶段是海相沉积体系的主要发展时期。一方面，它不仅构筑了古、中生界成油的基本下、中组合物质条件，使得区域上的烃源岩层段、储集层段、含油气组合、成藏期次等表现出很多相似之处（戚厚发，1998；贾承造等，2007）；另一方面，随着特提斯洋盆演化而造成的构造边界迁移也使得油气生成、聚集的有利沉积环境在区域上存在一定变迁。尤其是印支运动后，多期次的陆内构造变格对古—中生代下、中组合的海相沉积形成叠加改造，油气成藏过程和保存条件变得更为复杂。古生代海相沉积盆地的形成奠定了油气藏形成的物质基础，中、新生代的构造叠加与改造决定了油气成藏与保存的关键条件（贾承造等，2007）。因此，从海相下、中组合的石油地质条件出发，结合中、新生代构造演化特征对上扬子西部地区油气勘探前景进行再认识具有重要意义。

第一节　沉积演化过程对油气地质条件的制约

一、生油环境

烃源岩是油气形成的基本要素之一。中国南方古生界—三叠系存在多套烃源岩层系，即ϵ_1、O_3—S_1、D_1、D_2、D_3、C_1、P_1、P_2、T_1、T_2、T_3等（马力等，2004）。但在上扬子地区，除ϵ_1、O_3—S_1、P_1、P_2和T_1构成5套区域性分布的海相烃源岩外（高瑞祺等，2001；赵宗举等，2002），还局部存在震旦系（Z_2ds）、泥盆系（南盘江地区的D_2和D_3）和上三叠统—下侏罗统（四川盆地、楚雄盆地及江汉盆地等地的T_3—J_1）等地区性烃源岩（赵宗举等，2002；马力等，2004）。烃源岩在空间上分布的不均衡以及有机质特征的区域差异与沉积环境存在密切联系。

（一）烃源岩发育的主要沉积环境

马力等（2004）认为，与中国南方油气成藏条件有关的烃源岩可分为原特提斯（Z—S）克拉通及被动大陆边缘烃源岩、古特提斯（D—T_2）年轻克拉通及大陆边缘烃源岩、同造山期（T_3—J_2）前陆盆地烃源岩3种类型。在上扬子板块西部地区，边界的演化控制着海相烃

源岩的发育环境，以扬子克拉通为主体，下古生界的烃源岩主要分布于扬子古板块的被动大陆边缘。

震旦系—早古生代面向商丹洋，晚古生代—中三叠世面向勉略洋的北侧被动大陆边缘盆地是海相烃源岩的主要发育区。南侧被动大陆边缘由于多期次强烈构造改造的影响，几乎消失殆尽，残留岩片仅局部见于金沙江沿岸，但已失去烃源岩的意义。在诺尔盖—松潘内部，早期可能的被动大陆边缘沉积均被造山期巨厚的复理石沉积所覆盖，晚三叠世以来，随着前陆盆地主体自西向东发展，在龙门山东侧的川西前陆盆地烃源岩形成于陆相环境。

（二）烃源岩有机碳含量的区域对比

根据剩余有机碳含量（TOC）在碎屑岩中不小于 0.5% 和碳酸盐岩中不小于 0.4% 的烃源岩划分标准（梁狄刚等，2000；马力等，2004），四川盆地及其邻区的烃源岩有机质丰度对比表明（图 5–1），上扬子区下、中组合沉积岩系的烃源岩条件存在一定的区域差异。而这种差异基本反映出海相烃源岩中，被动大陆边缘沉积岩系的烃源岩条件优于克拉通盆地区。被动大陆边缘沉积岩系的烃源岩具有形成大油气田的物质基础。

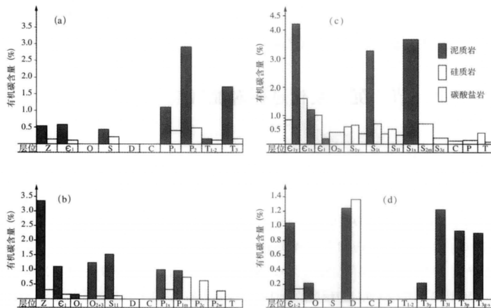


图 5–1　上扬子区主要烃源岩有机质丰度直方图

（a）四川盆地（据戴金星等，1996a）；（b）川北大巴山—米仓山地区（据王顺玉等，2000）；（c）诺尔盖—松潘地区（蔡立国等，2005）；（d）楚雄盆地（据余成文和周铁明，1999；李秀梅，2000；梁秋源和陈坚，2001）

作为克拉通盆地主体沉积区的四川盆地，主要烃源岩来自泥质岩，次为碳酸盐岩，其下组合（Z—S）发育上震旦统、下寒武统、下奥陶统、中、上奥陶统和下志留统五套烃源岩，中组合中二叠系发育优质烃源岩；上扬子北缘的川北大巴山—米仓山地区的下组合中

烃源岩 TOC 含量较四川盆地高，为主力烃源岩；位于四川盆地西缘的诺尔盖—松潘地区，主力烃源岩来自下组合的泥质岩，次为硅质岩和少量碳酸盐岩，相较之下，比四川盆地同期的烃源岩具有更高的 TOC 含量。蔡立国等（2005）认为，诺尔盖—松潘地区的主要生油岩层为寒武系泥质（硅质）岩、下志留统塔尔组、下地组、羊肠沟组及中志留统马尔组泥质岩。而在上扬子西南缘的楚雄盆地，发育寒武系、泥盆系和上三叠统三套主力烃源岩，与上扬子西缘其他地区有一定差异。

诺尔盖—松潘北部晚震旦世—早古生代的烃源岩为一套以陆源碎屑岩、硅质岩夹碳酸盐岩的被动大陆边缘沉积，地层总厚度大于 7500m，其中，以砂泥岩、硅质岩沉积为主夹碳酸盐岩的志留系沉积厚 3937.32m。而四川盆地下寒武统烃源岩的厚度变化受震旦系隆起和凹陷的控制（王顺玉等，2000），围绕川中古隆起分布的下寒武统烃源岩在川北—川东北地区厚 20 ~ 200m，川南厚 80 ~ 150m，川西成都—广元一带厚度小于 20m（梁狄刚等，2007），上奥陶统—下志留统的烃源岩厚约 80m（马力等，2004）。因此，作为烃源岩层的寒武系、奥陶系和志留系，诺尔盖—松潘地区与四川盆地相比具有更好的生烃条件。四川盆地中则以川北大巴山—米仓山地区的下组合生烃条件更好。

石炭系、二叠系、三叠系均是四川盆地的产气层，二叠系、三叠系的煤系地层可成为四川盆地煤型气的主要气源岩，但松潘—阿坝地区则可能缺少这套沉积。

二、储集环境

上扬子区古、中生界的各个层系均具有储集条件，但不同地区储层非均质性强，储层发育的层位和储集岩石类型存在差异。海相储集层为碳酸盐岩，陆相储集为碎屑砂岩。而被动陆缘陆棚区的下部碎屑岩陆架和上部碳酸盐岩陆架可以构成很好的生储体系，有利于油气的成藏与运移。如诺尔盖—松潘地区的烃源岩和储层在纵向上表现出交互发育（蔡立国等，2005；刘春平和林娟华，2008）。

上扬子区的海相储集层主要形成于特提斯海域的碳酸盐岩开阔台地、局限台地、台缘斜坡、潮坪—潟湖、台缘礁滩等沉积环境。碳酸盐岩储层的主要类型有洞穴型储层、裂隙（风化、构造）型储层、溶蚀孔隙型储层、白云岩储层等（金之均，2005）。震旦系—奥陶系以白云岩古岩溶、裂缝型储层为主；上古生界—下三叠统以广泛发育的台内浅滩和台缘礁滩相生物碎屑灰岩、砂屑灰岩及少量鲕粒灰岩为主要储层，它们后期多白云化，并经岩溶和裂缝改造，成为重要的油气储集体。四川盆地迄今已在震旦系灯影组、上石炭统黄龙组、下二叠统阳兴组、上二叠统长兴组、下三叠统飞仙关组、嘉陵江组、中三叠统雷口坡组中发现气藏或工业气流，但储层中孔隙度普遍低、原始孔隙基本消失、无随时代变老孔

隙度降低的规律（马力等，2004）。

碎屑岩储层发育于志留系和上三叠统。四川盆地志留系的砂岩储层由于热演化程度高，岩石致密、物性差，上三叠统主要是以砂体为主的碎屑岩储层。在四川盆地前陆坳陷的斜坡方向，主要储层系 T_3x_1、T_3x_2、T_3h_{2-6} 形成于大套河流、三角洲与扇三角洲、水进型三角洲前缘—滨湖浅滩环境，具有连片分布的特点，但横向上相变频繁，储层孔渗性区域变化较大、非均质性较强，向上倾方向物性变好（罗启后和王世谦，1996；宋岩和洪峰，2001）。

四川盆地上三叠统碎屑岩储层以低孔低渗为特点，砂岩孔隙度为 0.05% ～ 15.67%，平均 4.02%，渗透率小于 $0.2 \times 10^{-3} \mu m^2$，喉道 0.08 ～ 0.39 μm（罗启后和王世谦，1996）。尤其在川西地区，属致密砂岩储层，裂缝和次生孔隙构成储集空间，油气的产出主要靠裂缝（宋岩和洪峰，2001），上三叠统砂岩储层的致密化可能与新生代构造作用下的热演化程度相关。

三、封盖环境

上扬子层序格架中区域盖层的发育和分布主要形成于二级全球海平面快速上升时期（陈洪德等，2007）。纵向上主要发育下寒武统暗色泥质岩盖层、志留系泥质岩盖层、中—下三叠统泥质岩、泥灰岩和膏盐岩盖层、上三叠统—下白垩统泥质岩和膏盐岩盖层、上白垩统—古近系泥质岩和膏盐岩盖层。

在四川盆地，下寒武统泥质岩盖层在宜宾—泸州地区厚 200 ～ 400m，在大巴山地区厚 300 ～ 1000m；下志留统泥质岩盖层在泸州—宜宾地区厚 800 ～ 900m，向北至大巴山地区厚 300 ～ 700m；中—下三叠统泥质岩和膏盐岩盖层在川西北厚 500 ～ 700m，南充—乐山—内江厚 700 ～ 800m，涪陵厚 400m；上三叠统—下白垩统泥质岩和膏盐岩盖层厚 500 ～ 3000m（马力等，2004）。此外，上二叠统和上三叠统（T_3x_3）含煤系盖层对天然气具有很高的封盖能力（马力等，2004）。

在诺尔盖—松潘地区，下志留统泥质岩盖层厚 856m，中二叠统巴列卜组为深灰色、灰色、灰黑色泥质岩，应属一套较好盖层，三叠系菠茨沟组泥质岩、可能含膏泥质岩、页岩，光盖山组（T_2gg）泥岩较发育，是区域盖层，渗透率约 $0.03 \times 10^{-3} \mu m^2$，排替压力 48MPa，中、上三叠统广泛分布的扎尕山、杂谷脑、侏倭、新都桥组，各组地层连片分布，构成覆盖全区的区域性盖层（蔡立国等，2005）。受构造—沉积作用的影响，诺尔盖—松潘地区缺失侏罗纪以来的盖层条件。

中国南方古、中生界的膏盐岩封盖环境主要形成于盆地发展的中、后期（金之均等，2006）。其中，寒武系和中—下三叠统膏盐岩盖层在四川盆地较厚，对油气的封盖能力最强（金之均等，2006）。

综上所述，上扬子板块西部地区古、中生界先天的石油地质条件优越，生、储条件并不缺乏，但历次构造运动使得海相下、中组合岩系经历了多期成藏和多期改造破坏，从而导致油气演化复杂多变。

第二节　新生代构造演化对油气演化的制约

一、烃源岩热演化程度的区域差异

烃源岩热演化程度均较高，以找气为主是目前中国南方油气勘探中的主要认识（高瑞祺等，2001；赵宗举等，2002；马力等，2004）。在上扬子西部地区，烃源岩的有机质类型和有机质成熟度在一定程度上均反映热演化程度高的特征。

（一）有机质类型

烃源岩的有机质类型可通过干酪根的碳同位素组成（$\delta^{13}C$）判断，并可反映烃源岩的发育环境（表 5–1；黄第藩等，1984；郝石生等，1996；戴金星等，1996a）。一般说来，海相干酪根多为腐泥型，具高生烃潜力，非海相干酪根多为腐殖型。但当多期的构造演化造成烃源岩成熟度过高时，干酪根的碳同位素值可能存在加重现象（戴金星等，1996a）。

表 5–1　干酪根各种类型指标的对应关系（据黄第藩等，1984）

指标	标准腐殖型（$Ⅲ_2$）	含腐泥的腐殖型（$Ⅲ_1$）	中间型或混合型（Ⅱ）	含腐殖的腐泥型（$Ⅰ_2$）	标准腐泥型（$Ⅰ_1$）
热解氢指数（mg 烃 /g 有机碳）	< 50（岩石） < 100（干酪根）	50 ~ 120 100 ~ 250	120 ~ 140 250 ~ 625	400 ~ 700 625 ~ 875	>700 >875
H/C 原子比	0.6 ~ 0.8	0.8 ~ 1.0	1.0 ~ 1.3	1.3 ~ 1.5	1.5 ~ 1.7
红外光谱 $2900cm^{-1}/1600cm^{-1}$	0.4 ~ 0.6	0.6 ~ 0.8	0.8 ~ 1.5	1.5 ~ 3.0	3.0 ~ 5.0
$\delta^{13}C_{org}$（‰）	−22.5 ~ −24.5	−24.5 ~ −26.0	−26.0 ~ −27.0	−27.0 ~ −28.0	−28.0 ~ −29.0
特征显微组分	镜质体	镜质体为主	类脂组和镜质体	无定形体、藻和孢粉	藻质体

图 5–2 的分析表明，在四川盆地，志留系及其下伏地层（Z—S），因没有高等生物存在，有机质类型应属 I 型，部分样品的 $\delta^{13}C$ > −30‰，表现为Ⅱ型，可能是成熟度高所造成的假象（戴金星等，1996a），表明干酪根的碳同位素值在成熟度过高时加重（宋岩等，1997）。二叠系（栖霞组、茅口组、长兴组）和下—中三叠统 $\delta^{13}C$ 值一般小于 −26‰，反映其机质类型主要为Ⅱ—Ⅰ型，在含煤地层中（下二叠统梁山组、上二叠统龙潭组和上三叠统香溪群等），大多数样品的 $\delta^{13}C$ ≥ −26‰，有机质类型以Ⅲ型为主（戴金星等，1996a）。

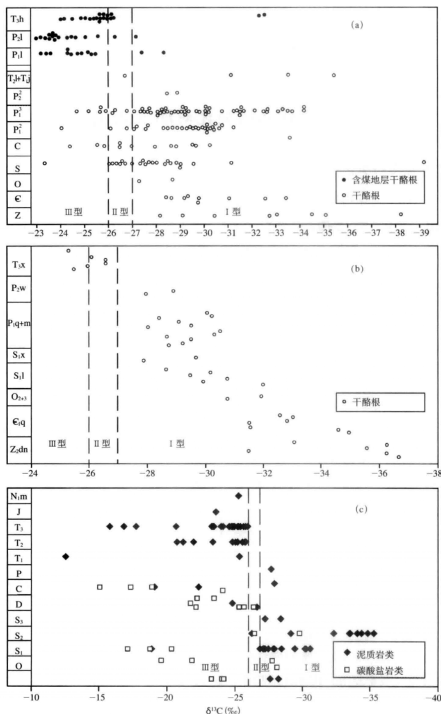


图 5-2　上扬子区干酪根 $\delta^{13}C$ 值分布图

(a) 四川盆地（据戴金星等，1996a 修改）；(b) 大巴山—米仓山地区（据王顺玉等，2000 修改）；(c) 诺尔盖—松潘地区

在川北大巴山—米仓山的南江、城口等地，震旦系—上三叠统的烃源岩中，干酪根的碳同位素（$\delta^{13}C$）具有明显变重的趋势，可能与干酪根碳同位素的年代效应和陆源母质的输入量增加有关（王顺玉等，2000）。下寒武统底部—下志留统底部黑色页岩干酪根 $\delta^{13}C$ 值普遍小于 −29‰，其中下寒武统干酪根 $\delta^{13}C$ 值为 −30.46‰ ~ −34.38‰，晚奥陶系五峰组及下志留统底部干酪根 $\delta^{13}C$ 值为 −29.61‰ ~ −30.50‰（王顺玉等，2000）。有机质类型均属腐泥型（Ⅰ型），以海洋菌藻类为主的生源组合，其原始组分属富氢、富脂质，具高生烃潜力。

在松潘—阿坝地区，寒武系、奥陶系和志留系中，碳酸盐岩和泥质岩的干酪根碳同位素明显偏重，并远远偏离正常值，个别志留系碳酸盐岩样品的干酪根碳同位素值重达 −17‰左右，可能反映经历高热演化和高成熟过程，导致碳同位素值的明显加重。碳酸盐岩样品明显重于泥质岩类样品。

在上扬子板块西部地区，下、中组合的烃源岩中均存在Ⅰ型腐泥型母质，但总体上也存在自下而上明显变重的碳同位素（$\delta^{13}C$）分布趋势，可能反映沉积岩系在后期的构造—沉积发展演化中经历了高热演化和高成熟的过程。在这一过程中碳酸盐岩较泥质岩更易发生变化。区域上，烃源岩的碳同位素（$\delta^{13}C$）加重以松潘—阿坝地区最显著，在四川盆地和川北大巴山—米仓山地区也较明显，但如果考虑热演化过程对上扬子海相区域沉积的影响，后者明显具有更好的源岩母质类型，反映其保存条件较好。因此，烃源岩碳同位素（$\delta^{13}C$）的这种演化差异与区域的构造演化存在密切联系。

对于上扬子西部的诺尔盖—松潘地区，由于其构造—沉积演化特征反映晚三叠世印支期以来是其发生重大构造转折的主要阶段，被动大陆边缘改造转化为前陆盆地并最终形成碰撞造山，因此中、新生代的构造改造对该区含油气层系生烃演化的制约尤其明显。

（二）有机质成熟度

镜质组反射率（R_o）是确定烃源岩有机质成熟度的主要常用参数。在上扬子区，四川盆地和诺尔盖—松潘地区的有机质成熟度对比显示，西部地区的热演化程度总体具有高—过成熟的特征（图 5−3）。

四川盆地烃源岩中有机质成熟度普遍较高，R_o 值一般大于 1%，T_3 及下伏烃源岩已进入高成熟至过成熟阶段，均以产气为主。烃源岩的热演化在纵向上大致可划分为三个阶段，震旦系—寒武系（Z_2dn—Є）处于过成熟中晚期，二叠系—志留系（P_2—S）处于高成熟至过成熟期，三叠系（T_3—T_{1-2}）一般处于成熟—高成熟期（戴金星等，1996a）。

而在诺尔盖—松潘地区，目前的镜质组反射率（R_o）是通过沥青反射率（R_b）换算获得，大量沥青质的存在表明该区已经历过二次或多次生烃。三叠系及其以下地层的 R_o 均大

于 2.0%，均达到或超过过成熟阶段，局部地区烃源岩达到枯竭阶段（$R_o > 4.0\%$）。中、上三叠统的热演化突变表明印支期以来的构造运动对生烃过程有着显著的影响，根据马永生等（2006a）报道，该区内红参 1 井的 R_o 高达 3.0% ~ 5.0%，表明三叠系基本不具生烃潜力。寒武系—志留系的镜质组反射率（R_o）平均值在 2.0% ~ 3.4%，反映下古生界烃源岩有机质过成熟，已进入干气演化阶段（范明等，2006）。

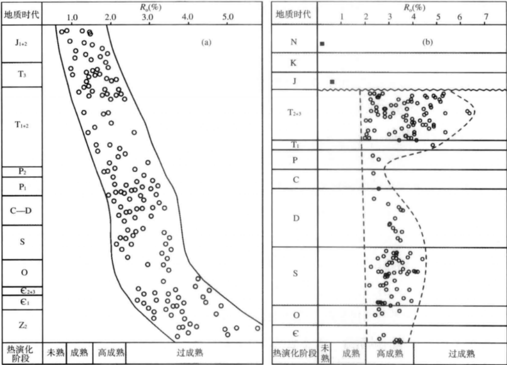


图 5–3　上扬子区热演化程度（R_o%）对比

（a）四川盆地（据戴金星等，1996a）；（b）诺尔盖—松潘地区（R_o 据沥青反射率 R_b 换算，据范明等，2006）

此外，已有的资料表明，川西、川北坳陷的 R_o 在 0.7% ~ 2.4%（罗启后和王世谦，1996；宋岩和洪峰，2001；马力等，2004），南部楚雄盆地的 R_o 值介于 0.65% ~ 5.83%（张金亮等，2002；马力等，2004），而上三叠系的烃源岩镜质组反射率平面展布特征显现（图 5–4），热演化程度在上扬子西部地区总体呈现出西高东低、南高北低的特点。这一特征与上扬子板块西部地区新生代构造活动格局的一致性进一步反映油气烃源岩的区域热演化程度与新生代构造活动存在密切联系。

二、新生代构造活动格局下盆地构造—热体制特征

中国南方地层经历了多旋回构造运动与强烈后期改造，古、中生界油气的生成、运移、聚集成藏、保存和破坏经历了多期阶段式发展和演化的复杂过程。因此，高演化残留盆地

油气勘探必须重视后期构造运动叠加改造的影响。

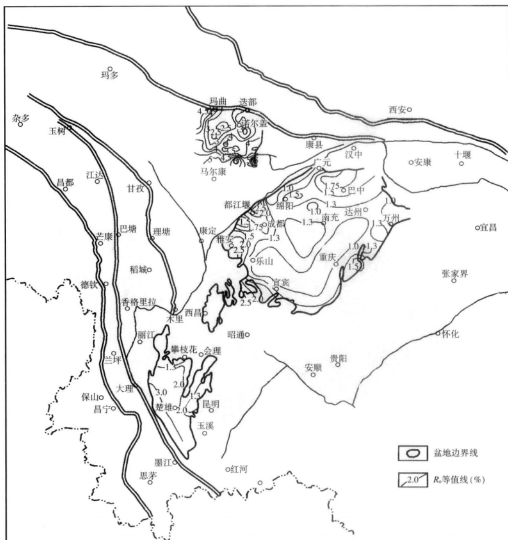


图 5-4　上扬子区上三叠系镜质组反射率（R_o%）等值线图

前文研究可知，上扬子板块西部地区新生代构造运动受制于青藏高原隆升的构造体制的影响，陆内变形具有向北和向东迁移扩展的演化特点。在时间上，大致可划分为 61 ~ 43Ma 的主碰撞期，43 ~ 24Ma 的晚碰撞期、24 ~ 10Ma 的构造转换期和 10 ~ 5Ma 以来的高原扩展期等 4 个主要活动阶段，构造活动自 24Ma 以来逐渐增强。在空间上，构造变形和活动强度表现大致以安县—松潘为界的南、北区域分段，南强北弱的特点，冲断带变形的扩展边界从南向北呈非平行发展。新生代构造活动的这种分布格局导致南段是其主控活动区域，表现出强烈构造改造的活动性，而北段则总体受制于晚白垩世的抬升—剥露，新

生代以来主要表现出剥蚀和弱构造改造的特点。造成这种构造活动格局的主要因素在于北段区域的构造活动带不是向盆地内部发展而是向造山带方向迁移。也正因为如此，构成了上扬子板块西部地区盆地构造—热体制在区域上也存在相应的差异分布格局。

根据现今的大地热流值（图 5–5），云南地区平均约为 76.7mW/m²，四川盆地平均约为 53.6mW/m²（袁玉松等，2006），总体上代表了上扬子板块西部地区南高北低的盆地构造—热状态。而这种由新生代构造活动格局所制约的盆地构造—热状态在一定程度上是联系上扬子板块西部地区烃源岩热演化、分析油气成藏、构造改造和含油气系统保存的重要因素。

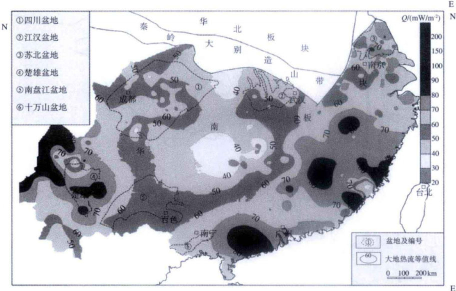


图 5–5　中国南方大地热流值（据袁玉松等，2006）

前人的研究表明，上扬子西部地区作为环青藏高原盆山体系油气域的重要组成部分，烃源岩多在白垩纪已进入生气高峰期（贾承造等，2005b）。因此，喜马拉雅期的新构造运动可能更多地表现为对油气构造圈闭的差异改造和调整。这将使得自印支期以来已遭受强烈构造改造的诺尔盖—松潘地区处于不利的油气保存环境。同样，在楚雄盆地，大量的沥青显示了原生含油气系统形成后被破坏的事实（赵文智等，2002）。而作为现今已有工业气田开采的四川盆地，川北的大巴山—米仓山前无论是烃源岩条件、储盖条件、还是保存条件，其构造—沉积演化特征均指示下古生界可能具有广阔的勘探前景。下古生界来自被动大陆边缘的优质烃源岩和新生代构造活动南强北弱的总体格局基本决定了上扬子板块西部地区的下组合油气勘探仍应以四川盆地北部为重点领域。

第三节　油气勘探展望

大量的研究和勘探实践表明，上扬子板块地区下古生界海相烃源岩的生烃、成藏潜力巨大（戴金星等，1996a，1997；郭彤楼和田海芹，2002；马力等，2004），如贵州瓮安、麻江、同仁、湘西南山坪等古油藏的油源均来自下寒武统烃源岩，威远气田的天然气亦主要来自下寒武统筇竹寺组烃源岩及由其生成的古油藏原油裂解（戴金星等，1996a；王顺玉等，2000），川中震旦系—下古生界和川东南震旦系储层沥青主要来自寒武系泥岩，川东南下古生界储层沥青则为寒武系和志留系的混合来源（徐国盛等，2007）。目前，在上扬板块西部地区的四川盆地，油气勘探已形成大场面，其中，海相天然气产量在四川盆地占75%以上，资源量占70%以上（张水昌和朱光有，2006）。上扬子西部地区巨厚的海相地层中充满较大的油气勘探前景（赵文智等，2002；贾承造等，2007）。

一、诺尔盖—松潘地区

上扬子西部地区下古生界的烃源岩主要来自被动大陆边缘。西部地区的边界构造演化特征表明，早古生代的被动大陆边缘沉积大致位于迭部—十堰一线至金沙江沿线之间，随着晚古生代—中生代期间大陆边缘的裂解活动，被动大陆边缘沉积的边界向克拉通内部迁移发展，三叠纪以来残留的被动大陆边缘可能退至阿尼玛卿—勉略混杂岩带（玛沁—诺尔盖—勉县—汉中）以南，甘孜—理塘混杂岩带（或炉霍—道孚）以东，并随着中、新生代前陆盆地和陆内变形的发展形成叠加改造。这一构造—沉积演化过程使得上扬子西部的诺尔盖—松潘地区可能仍具备下古生界油气的烃源岩残留空间，且烃源岩的有机质特征和厚度显示较四川盆地有更好的生烃条件。

然而，印支期以来的构造演化特征显示，诺尔盖—松潘地区的被动大陆边缘进一步经历了前陆盆地和碰撞造山的陆内改造过程。区内多期的构造改造和岩浆活动已使得烃源岩具有高成熟—过成熟、碳同位素显著过重和有机质演化程度高等特点。同时，根据伊利石结晶度指数（IC $\triangle 2\theta$）的研究表明，区内震旦系、寒武系已达到高级近变质成岩条件（0.25° < IC < 0.3°），对应的成岩温度为250 ~ 350℃，志留系已达到低级近变质成岩条件（IC=0.41°），对应的成岩温度为200 ~ 250℃，地层时代越老，成岩演化程度越强（胡爱平等，2007）。这些因素无疑不利于被动陆缘油气资源的保存，增大了勘探风险。因此，诺尔盖—松潘地区尽管可能存在较好的下古生界生烃条件，但多种因素也对将其作为上扬子西部地区的优选勘探领域形成制约。

二、川北大巴山—米仓山地区

在上扬子北缘的川北大巴山—米仓山地区，近年来在城口、南江等地发现下寒武统筇竹寺组（ϵ_1q）、上奥陶统五峰组（O_3w）和下志留统龙马溪组（S_1lm）底部三套烃源岩层系，具有优质烃源岩的特征（表5–2）。并在城口地区的下寒武统石龙洞组中有油苗发现（金振奎等，2007）。

表5–2 扬子北缘下组合优质烃源岩有机地球化学特征（据滕格尔等，2007）

剖面	层位	TOC (%)	沥青"A" (μg/g)	S_1+S_2 (mg/g)	$\delta^{13}C$ (‰)	T_{max} (℃)	R_o等效 (%)
城口	$O_3w—S_1lm$底	1.37 ~ 4.76	444.76 ~ 552.69	2.86 ~ 3.65	−30.23 ~ −30.50	460 ~ 462	1.44 ~ 1.88
		3.24（3）	498.73（2）	3.26（2）	−30.37（3）	461（3）	1.66（2）
	ϵ_1q底	0.78 ~ 6.25	19.7 ~ 34.98	0.03 ~ 0.14	−31.14 ~ −34.38	604 ~ 607	2.02 ~ 2.30
		2.58（10）	27.25（4）	0.11（4）	−32.38（5）	605（3）	2.22（5）
南江	$O_3w—S_1lm$底	2.05 ~ 3.64	34.6 ~ 55.2	0.02 ~ 0.04	−29.61 ~ −29.70	501 ~ 608	1.70 ~ 2.11
		2.98（3）	42.97（3）	0.03（3）	−29.66（3）	572（3）	1.91（3）
	ϵ_1q底	0.40 ~ 4.66	32.55 ~ 66.09	0.01 ~ 0.03	−30.46 ~ −33.17	471 ~ 607	1.89 ~ 2.66
		2.08（10）	44.69（4）	0.02（4）	−31.73（6）	515（4）	2.22（7）

下寒武统筇竹寺组（ϵ_1q）区域沉积面积较大，城口—南江一带，沉积厚度180 ~ 235m，岩性以黑色碳质页岩、粉砂质、钙质页岩为主，间夹薄层、透镜状灰岩和粉砂质页岩，TOC ≥ 0.5%的层段分布于该组中下部（滕格尔等，2007）。城口一带的TOC为0.78% ~ 6.25%，平均2.58%，TOC ≥ 1的样品占80%，南江一带的TOC为0.40% ~ 4.66%，平均2.08%，TOC ≥ 1样品占70%（王顺玉等，2000）。有机碳含量显示有效或较好的烃源岩的厚度约40m（王兰生等，2004）。王顺玉等（2000）认为，筇竹寺组（ϵ_1q）下部黑色页岩段是已达到高—过成熟阶段的烃源岩。

上奥陶统五峰组（O_3w）—下志留统龙马溪组（S_1lm）底部为连续沉积，发育黑色页岩，可作为一套烃源岩。城口地区的TOC为1.37% ~ 4.76%，平均3.24%，南江地区的TOC为2.05% ~ 3.64%，平均为2.08%。2个地区残余有机碳含量均很高，达到了高—过成熟阶段最好的烃源岩标准，尤其城口地区具较高的沥青"A"和生烃潜量，平均值分别达498.73μg/g、3.26mg/g，S2平均为3.01mg/g，显示出良好的生烃潜力。

高TOC含量反映沉积岩系具有高有机生产率和高有机埋藏率。近年来的研究认为，厚度不大、异常富有机质的优质烃源岩（TOC ≥ 2.0%）与大规模、贫有机质的烃源岩相

比，对盆地油气聚集的贡献存在较大差异（梁狄刚等，2000；金之钧，2004；张宝民等，2005；陈践发等，2006；腾格尔等，2006）。而以有机质丰度高、类型好、生烃潜力高为鲜明特色的优质烃源岩对大中型油气田形成的控制作用也已为勘探实践所证实（戴金星等，1997；梁狄刚等，2000；郭彤楼和田海芹，2002）。因此，在上扬子区，优质烃源岩的存在是形成大型油气田的物质基础。

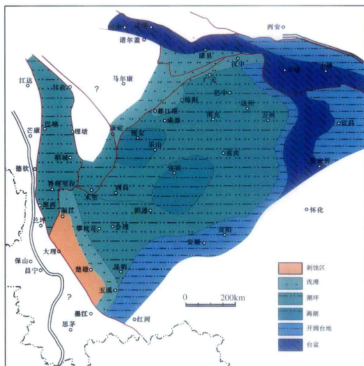
川北城口、南江一带下古生界的优质烃源岩可以为上扬子北缘下组合的油气生成、成藏提供雄厚的物质条件。而在上扬子北缘地区，主体受制于燕山期构造事件（白垩纪）和新生代构造改造较弱的构造演化特点预示着该地区保存条件可能较为完好，由此可能构成上扬子地区被动大陆边缘下组合沉积的有利油气勘探区域。

小　结

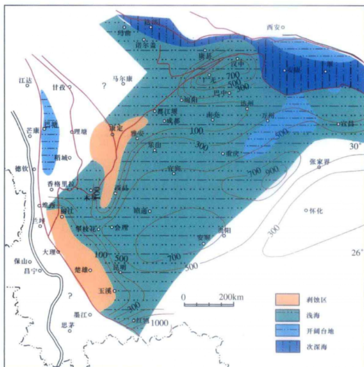
（1）上扬子板块西部地区古、中生界先天的石油地质条件优越，生、储条件并不缺乏，下古生界被动大陆边缘沉积环境下的烃源岩条件优于克拉通盆地沉积环境。诺尔盖—松潘地区和川北大巴山—米仓山地区均显示良好的下古生界烃源岩层系。

（2）多期的构造改造上扬子西部地区烃源岩的有机质碳同位素普遍存在加重现象，热演化程度和热成熟度均较高，并显示出区域上的差异。其中，以诺尔盖—松潘地区的热演化程度最高，川北大巴山—米仓山地区的生烃条件和保存条件均优于四川盆地内部。这当中，新生代构造活动南强北弱的区域差异对盆地构造—热体制的制约因素尤为明显。

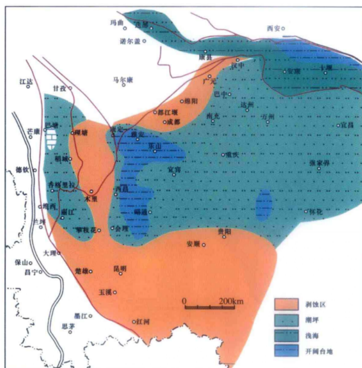
（3）上扬子区下古生界海相烃源岩具有较大的勘探前景。在诺尔盖—松潘地区，尽管烃源岩条件优于四川盆地，但由于中、新生代以来已遭受强烈的构造改造和岩浆活动的影响，下古生界烃源岩演化程度高、成岩演化程度高、保存条件不利，是制约油气勘探的重要因素。而在上扬子板块北缘的川北大巴山—米仓山前一带，下古生界显示优质烃源岩的存在，构造上主要受制于燕山期区域构造演化，晚白垩世以来以区域缓慢抬升—剥露为特征，油气藏的保存条件相对较完好，其被动大陆边缘的下组合可能是海相油气勘探的有利区域。



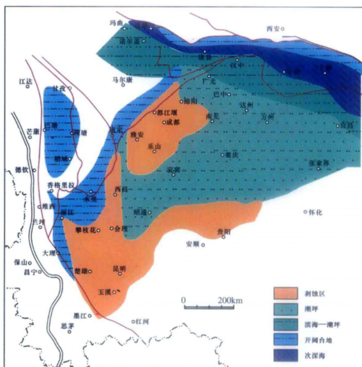
附图 1　上扬子区晚震旦世灯影组岩相古地理略图



附图 2　上扬子区早寒武世岩相古地理略图



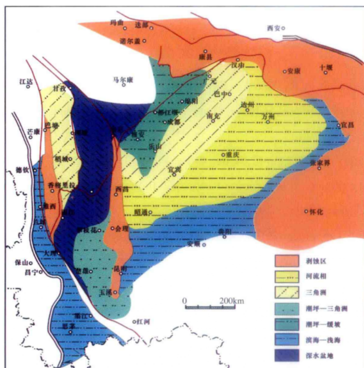
附图 3　上扬子区晚奥陶世岩相古地理略图



附图 4　上扬子区中志留世岩相古地理略图

附图5　上扬子区晚石炭世岩相古地理略图

附图6　上扬子区晚二叠世岩相古地理略图



附图 7　上扬子区晚三叠世岩相古地理略图

参考文献

Allen C R, Gillespie A R, Han Y, Kerry E S, Zhang B C and Zhu C N.1984.Red River and Associated Yunnan Province, China: Quaternary Geology. Slip Rates and Seismic Hazard. GSA Bulletin, 95: 686–700

Arne D, Worley B, Wilson C, Chen S F, Foster D, Luo Z L, Liu S G and Dirks P.1997.Differential exhumation in response to episodic thrusting along the eastern margin of the Tibetan Platean. Tectonophysics, 280: 239–256

Avouac J P and Tapponnier P.1993.Kinematic model of active deformation in central Asia. Geophysical Research Letters, 20: 895–898

Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M N and Lee B.2001.Himalayan tectonics explained by extrusion of a low–viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. Nature, 414: 738–742

Belton D X.2005.TASC: Theory and application of the Track Age Spectra Calculation. Melbourne: The University of Melbourne, 1–32

Bian Q T, Gao S L, Li D H, Ye Z R, Chang C F and Luo X Q.2001.A study of the Kunlun–Qilian–Qinling suture system. Acta Geologica Sinica, 75 (4): 364–374

Braun J.2002.Quantifying the effect of recent relief changes on age–elevation relationships. Earth and Planetary Science Letters, 200: 331–343

Bruguier O, Lancelot J R and Malavieille J.1997.U–Pb dating on single detrital zircon grains from the Triassic Songpan–Ganze flysch (Central China): Provenance and tectonic correlations. Earth Planet Science Letters, 152: 217–231

Burchfiel B C and Wang E C.2003.Northwest–trending, middle Cenozoic, left–lateral faults in southern Yunnan, China, and their tectonic significance. Journal of Structural Geology, 25: 781–792

Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y and Royden L H.1995.Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions. International Geology Review, 37: 661–735

Busby C J, Ingersoll R V.1995.Tectonics of sedimentary basins. Massachusetts: Blackwell Science, 1–579

Chen J and Jahn B M.1998.Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic

evidence. Tectonophysics, 284: 101–133

Chen J F, Xie Z, Liu S, Li X and Foland K A.1995.Cooling age of Dabie orogen, China, determined by $^{40}Ar/^{39}Ar$ and fission track techniques. Science in China (Serial B), 38: 749–757

Chen S F and Wilson C J L.1996.Emplacement of the Longmen Shan thrust–nappe belt along the eastern margin of the Tibetan Plateau. Journal of Structural Geology, 18: 413–430

Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, Zhao X L and Luo Z L.1994.Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, Northeastern Tibetan plateau. Journal of Geophysical Research, 99: 24025–24038

Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, King R W, Royden L H, Tang W, Wang E, Zhao J and Zhang X.2000.Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. Journal of Geophysical Research, 105 (B7): 16215–16 227

Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y, Xie Y, Li X, Wang K L and Wang P L.1998. Diachronous up lift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. N ature, 394: 769–773

Clark M K and Royden L H.2000.Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. Geology, 28: 703–706

Clark M K, House M A, Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, Zhang X and Tang W. 2005.Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. Geology, 33 (6): 525–528

Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, Zhang X, Tang W, Wang E and Chen L. 2004.Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large–scale drainage patterns. Tectonics, 23 (1): TC1006

Dalziel I W D.1991.Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. GSA Bulletin, 109 (1): 16–42

Densmore A L, Li Y, Ellis M A, Zhou R J.2005.Active tectonics and erosional unloading at the eastern margin of the Tibetan Plateau. Journal of Mountain Science, 2 (2): 146–154

Dirks P H G M, Wilson C J L, Chen S, Luo Z L and Liu S.1994.Tectonic evolution of the NE margin of the Tibetan Plateau: Evidence from the central Longmen Mountains, Sichuan Province, China. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 9: 181–192

England P and Molnar P.1990.Right–lateral shear and rotation as the explanation for strike–slip faulting in eastern Tibet. Nature, 344: 140–142

England P C and Houseman G A.1985.Role of lithospheric strength heterogeneities in the

tectonics of Tibet and neighbouring regions. Nature，315（6017）：297–301

Enkelmann E，Ratschbacher L，Jonckeere R，Nestler R，Fleischer M，Gloaguen R，Hacker B R，Zhang Y Q and Ma Y S.2006.Cenozoic exhumation and deformation of northeastern Tibet and the Qinling：Is Tibetan lower crustal flow diverging around the Sichuan Basin? GSA Bulletin，118（5–6）：651–671

Enkin R J.1991.The stationary Cretaceous paleomagnetic pole of Sichuan（south China block）. Tectonic，10（3）：547–559

Fowler A P.2004.The denudational and tectonic history of central and eastern Tibet from apatite fission track analyses，and development of the apatite U–Th/He technique [Phd. Dissertation]. Melbourne：The University of Melbourne，1–169

Fu B H and Awata Y.2007.Displacement and timing of left–lateral faulting in the Kunlun Fault Zone，northern Tibet，inferred from geologic and geomorphic features. Journal of Asian Earth Sciences，29：253–265

Gan W J，Zhang P Z，Shen Z K，Niu Z，Wang M，Wan Y，Zhou D，Cheng J. Present–day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements，Journal of Geophysical Research，2007，112，B08416，doi：10.1029/2005JB004120

Gleadow A J W and Brown R W.2000.Fission track thermochronology and the long–term denudation response to tectonics. In：Summerfield M A（eds.）. Geomorphology and Global Tectonics. Chichester：John Wiley and Sons Ltd，57–75

Gleadow A J W，Duddy I R，Green P F and Lovering J F.1986.Confined fission track lengths in apatite：a diagnostic tool for thermal history analysis. Contribution to Mineralogy and Petrology，94：405–415

Gleadow A J W，Kohn B P，Brown R W，O' Sullivan P B and Raza A.2002.Fission track thermotectonic imaging of the Australian continent. Tectonophysics，349：5–21

Green P F，Duddy I R，Gleadow A J W，Tingate P R and Laslett G M.1986.Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A qualitative description. Chemical Geology（Isotope Geoscience Section），59，237–253

Green P F.1988.The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite：Combined influences of inherent instability，annealing anisotropy，length bias and system calibration. Earth and Planetary Science Letters，89，335–352

Grimmer J C，Jonckheere R，Enkelmann E，Ratschbacher L，Hacker R R，Blythe A，

Wagner G A, Liu S and Dong S.2002.Cretaceous–Tertiary history of the southern Tan–lu fault zone: Apatite fission track and structural constrain from the Dabie Shan. Tectonophysics, 359: 225–253

Gu X X.1994.Geochemical characteristics of the Triassic Tethys turbidites in northwestern Sichuan, China: Implications for provenance and interpretation of the tectonic setting: Geochimica et Cosmochimica Acta, 58, 4615–4631

Hacker B R, Ratschbacher L and Liou J G.2004.Subduction, collision and exhumation in the ultrahigh–pressure Qinling–Dabie orogen. In: Malpas J, Fletcher C J N, Ali J R and Aotchison J C (eds.). Aspects of the Tectonic evolution of China. Geological Society, London, Special Publication, 6: 157–175

Harrison T M, Chen W J, Leloup P H, Ryerson F J, Tapponnier P and Scharer U.1992. An early Miocene transition in deformation regine within the Red River fault zone, Yunnan, and its significance for Indo–Asian tectonics. Journal of Geophysical Research, 97 (B5): 7159–7182

Harrison T M, Leloup P H, Ryerson F J, Tapponnier P, Lacassin R and Chen W.1996. Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan–Red River shear zone, Yunnan and Vietnam. In: Yin A and Harrison TM (eds.) . The Tectonic Evolution of Asia. New York: Cambridge University Press, 208–226

He H L, Ikeda Y, Song F M and Dong X Q.2002.Late Quaternary slip rate of the Xiaojiang fault and its implication. Seismology and Geology, 24 (1): 14–26

He H L, Ran H L and Ikeda Y.2006.Uniform strike–slip rate along the Xianshuihe–Xiaojiang Fault system and its implications for active tectonics in southeastern Tibet. Acta Geologica Sinica, 80 (3): 376–386

He H L, Song F M and Li C Y.1999.Topographic survey of micro faulted landforms and estimation of lateral slip rates on the Zemuhe fault, Southwest China. Seismology and Geology, 21 (4): 361–369

Hoffman P F.1991.Did the breakup of Laurentia turn Gondwana inside out? Science, 75, 231–250

Holt W E, Li M and Haines A J.1995.Earthquake strain rates and instantaneous relative motions within central and eastern Asia. Geophysical Journal International, 122: 569–593

Holt W E, Wallace T C and Haines A J.1991.The active tectonics of the eastern Himalayan

syntaxis and surrounding regions. Journal of Geophysical Research，96：14595–14632

Hu S B，Raze A，Min K，Kohn B P，Reiners P W，Ketcham R A，Wang J Y and Gleadow J W.2006.Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution along a transect from the north China craton through the Qinglin orogen into the Yangtze craton，central China. Tectonics，25（TC6009）：1–15

Hurford A J.1990.Standardization of fission–track dating calibration：recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS Subcommission on Geochronology. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)，80（2）：171–178

Jia D，Wei G Q，Chen Z X，Li B L，Zeng Q and Yang G.2006.Longmen Shan fold–thrust belt and its relation to the western Sichuan Basin in central China：New insights from hydrocarbon exploration. AAPG Bulletin，90（9）：1425–1447

King R W，Shen F，Burchfiel B C，Royden L H，Wang E，Chen Z，Liu Y，Zhang X Y，Zhao J X and Li Y.1997.Geodetic measurement of crustal motion in southwest China. Geology，25：179–182

Kirby E，Harkins N，Wang E，Shi X H，Fan C and Burbank D.2007.Slip rate gradients along the eastern Kunlun fault. Tectonics，26：TC2010，doi：10.1029/2006TC002033

Kirby E，Reiners P W，Krol M A，Whipple K X，Hodges K V，Farley K A，Tang W Q and Chen Z L.2002.Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau：inferences from $^{40}Ar/^{39}Ar$ and（U–Th）/He thermochronology. Tectonics，21（1），1001：1–20

Kirby E，Whipple K X，Burchfiel B C，Tang W，Berger G，Sun Z and Chen Z.2000. Neotectonics of the Min Shan，China：Implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan Plateau. Geological Society of America Bulletin，112：375–393

Klemme H D and Ulmishek G F.1991.Effective petroleum source rocks of the world：Stratigraphic distribution and controlling depositional factors. American Association of Petroleum Geologists Bulletin，75（12）：1809–1851

Laslett G M，Green P F，Duddy I R and Gleadow A J W.1987.Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. Chemical Geology（Isotope Geoscience Section)，65，1–13

Laslett G M，Kendall W S，Gleadow A J W and Duddy I R.1982.Bias in measurement of

fission–track length distributions. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 6, 79–85

Lease R O, Burbank D W, Gehrels G E, Wang Z C and Yuan D Y.2007.Signatures of mountain building: Detrital zircon U/Pb ages from northeastern Tibet. Geology, 35 (3): 239–242

Leloup P H and Kienast J R.1993.High–temperature metamorphism in a major strike–slip shear zone: the Ailao Shan–Red River, People's Republic of China. Earth and Planetary Science Letters, 118: 213–234

Leloup P H, Arnaud N, Lacassin R, Kienast J R, Harrison T M, Trong T T P, Replumaz A nd Tapponnier P.2001.New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan–Red River shear zone, SE Asia. Journal of Geophysical Research, 106: 6683–6732

Leloup P H, Harrison T M, Ryerson F J, Chen W J, Li Q, Tapponnier P and Lacassin R.1993.Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike–slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan. Journal of Geophysical Research, 98: 6715–6743

LiJY, Wang Z Q and Zhao M.1999.$^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronological constraints on the timing of collisional orogeny in the Mian–Lue collision belt, southern Qinling Mountains. Acta Geologica Sinica, 73 (2): 208–215

LiZX, Beillie P W, Powell C M.1996.Breakup of Rodinia and Gondwanaland and assembly of Asia. Australia Journal of Earth Science, 46 (6): 691–699

LiZX, Li X H, Kinny P D.2003.Geochronology of Neoproterozoic syn–rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambrian Research, 122: 85–109

LiZX, Li X H, Kinny P D.1999.The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? Earth and Planetary Science Letters, 173: 171–181

Liang H Y, Campbell I H, Allen C M, Sun W D, Yu H X, Xie Y W and Zhang Y Q.2007.The age of the potassic alkaline igneous rocks along the Ailao Shan–Red River shear zone: Implications for the onset age of left–lateral shearing. The Journal of Geology, 115: 231–242

Liu S F and Zhang G W.1999.Process of rifting and collision along plate margins of the Qinling orogenic belt and its geodynamics. Acta Geologica Sinica, 73 (3): 275–287

Liu S F, Steel R and Zhang G W.2005.Mesozoic sedimentary basin development and

tectonic implication, northern Yangtze Block, eastern China: record of continent–continent collision. Journal of Asian Earth Sciences, 25: 9–27

Lovera O M, Richter F M, Harrison T M.1989.The $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes. Journal of Geophysical Research, 94 (17): 917–935

Maltauer M. Intracontinenlal subduction, crust mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts.1986.Geological Society, London, Special Publication, 19: 37–50

Mann P, Horn M K and Cross I M.2007.Tectonic Setting of 79 Giant Oil and Gas Fields Discovered from 2000–2007: Implications for Future Discovery Trends. Search and Discovery Article #110045

Meng Q R, Hu J M, Wang E and Qu H J.2006.Late Cenozoic denudation by large–magnitude landslides in the eastern edge of Tibetan Plateau. Earth and Planetary Science Letters, 243: 252–267

Meng Q R, Wang E and Hu J M.2005.Mesozoic sedimentary evolution of the northwest Sichuan basin: implication for continued clockwise rotation of the South China block. Geological Society of America Bulletin, 117 (3/4): 396–410, doi: 10.1130/B25407.1

Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P and Meyer B.1998.Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconsruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basin, China. Tectonics, 17 (6): 823–842

Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, Metivier F, Gaudemer Y, Peltzer G, Shunmin G and Chen Z.1998.Crustal thickening in Gansu–Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike–slip controlled growth of the Tibet plateau. Geophysical Journal International, 135: 1–47

Molnar P and Tapponnier P.1975.Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 189: 419–426

Molnar P, England P and Martinod J.1993.Mantle dynamics, uplift of the Tibet Plateau, and the Indian monsoon. Review of Geophysics, 31: 357–396

Molnar P.1988.Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. Nature, 335 (6186): 131–137

Moores E M.1991.South West U.S. – East Antarctics (SWEAT) connection: A hypothesis.

Geology, 19: 425–428

Munteanu M, Yao Y, Wilson A H, Chunnett G, Luo Y N and Zhao Q X.2006.The Gaojiacun mafic–ultramafic complex (Sichuan, SW China): Neoproterozoic magmatic activity at the western margin of the Yangtze Craton. Acta Geologica Sinica, 80 (5): 705–723

Nie S Y, Yin A, Rowley D B and Jin Y G.1994.Exhumation of the Dabie Shan ultra–high–pressure rocks and accumulation of the Songpan–Ganzi flysch sequence, central China. Geology, 22 (11): 999–1002

Petlzer G and Tapponnier P.1988.Formation and evolution of strike–slip faults, rifts, and basins during the India–Asia collision: An experimental approach. Journal of Geophysical Research, 93 (B12): 15085–15117

Qiu Y M, Gao S, McNaughton N J, Groves D I and Ling W.2000.First evidence of > 3.2Ga continental crust in the Yangtze craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. Geology, 28: 11–14

Ratschbacher L, Hacker B R, Calvert A, Webb L E, Grimmer J C, McWilliams M O, Ireland T, Dong S and Hu J.2003.Tectonics of the Qinling (Central China): Tectonostratigraphy, geochronology and deformation history. Tectonophysics, 366: 1–53

Ratschbacher L, Hacker B R, Webb L E, McWilliams M, Ireland T Dong S, Calvert A, Chateigner D and Wenk H R.2000.Exhumation of the ultrahighpressure continental crust in east China: Cretaceous and Cenozoic unroofi ng and the Tan–Lu fault: Journal of Geophysical Research, 105: 303–338, doi: 10.1029/2000JB900040

Raza A.1997.Mesozoic thermo–tectonic evolution of central eastern Australia and the Waitemata Basin, North Island, New Zealand: A fission track study. International Geology Review, 39: 107–124

Reid A J, Fowler A P, Phillips D and Wilson C J L.2005.Thermochronology of the Yidun Arc, central eastern Tibetan Plateau: constraints from $^{40}Ar/^{39}Ar$ K–feldspar and apatite fission track data. Journal of Asian Earth Sciences, 25: 915–935

Reiners P W, Zhou Z, Ehlers T A, Xu C, Brandon M T, Donelick R A and Nicolescu S.2003.Post–orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U–Th) /He and fission–track thermchronology. American Journal of Science, 303: 489–518

Ren J S and Xiao L W.2002.Tectonic settings of petroliferous basins in continental China. Episodes, 2002, 25 (4): 227–235

Roger F, Calassou S, Lancelot J, Malavieille J, Mattauer M, Xu Z Q, Hao Z W and Hou L W.1995.Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xianshuihe fault zone, west Sichuan, China): geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters, 130 (1–4): 201–216

Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z, Shen F and Liu Y.1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. Science, 276: 788–790

Scharer U, Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, Zhang D and Ji S C.1990.Intraplate tectonics in Asia: a precise age for large–scale Miocene movement along the Ailao Shan–Red River shear zone, China. Earth and Planetary Science Letters, 97: 65–77

Scharer U, Zhang L S and Tapponnier P.1994.Duration of strike–slip movements in large shear zones: the Red River Belt, China. Earth and Planetary Science Letters, 126: 379–397

Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen L and Yin J.2006.Miocene to present activity along the Red River fault, China, in the context of continental extrusion, upper–crustal rotation, and lower–crustal flow. GSA Bulletin, 118: 672–688

Sengör A M C.1984.The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geological Society of America Specical Paper, 195: 1–82

Shen Z K, Lü J N, Wang M and Bürgmann R.2005.Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research, 110 (B1), 1409: 1–17, doi: 10.1029/2004JB003421

Song C H, Fang X M, Li J J, Gao J P, Zhao Z J and Fan M J.2001.Tectonic up lift and sedimentary evolution of the Jiuxi basin in the northern margin of the Tibetan Plateau since 13MaBP. Science in China (Series D), 31 (Supp.1): 155–162

Stockli D F.2005.Application of low–temperature thermochronometry to extensional tectonic settings. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 58: 411–448

Tapponnier P and Molnar P.1976.Slip–line field theory and large scale continental tectonics. Nature, 264 (5584): 319–324

Tapponnier P, Peltzer G and Aemijo P.1986.On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M P, Ries A C (eds.) . Collision tectonics. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 112–157

Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R and Cobbold P.1982.Propagating extrnsion tectonics in Asia: New insight from simple experiments with plasticine. Geology, 10:

611–616

Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S.2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294：1671–1677

Wang E C and Burchfiel B C.2000.Late Cenozoic to Holocene deformation in southwestern Sichuan and adjacent Yunnan, China, and its role in formation of the southeastern part of the Tibetan Plateau. GSA Bulletin, 112 (3)：413–423

Wang E C, Burchfil B C, Royden L H, Chen L Z, Chen J S, Li W X and Chen Z L.1998.Late Cenozoic Xianshuihe–Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of Southwestern Sichuan and Central Yunnan, China. GSA Special Paper 327, 1–108

Wang P L, Lo C H, Chung S L, Lee T Y, Lan C Y and Van Thang T.2000.Onset timing of left–lateral movement along the Ailao Shan–Red River Shear Zone：$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating constraint from the Nam Dinh Area, northeastern Vietnam. Journal of Asian Earth Sciences, 18：281–292

Wang P L, Lo C H, Lee T Y, Chung S L, Lan C Y and Yem N T.1998.Thermochronological evidence for the movement of the Ailao Shan–Red River shear zone：A perspective from Vietnam. Geology, 26：887–890

Wang S F, Fan C, Wang G and Wang E C.2008.Late Cenozoic deformation along the northwestern continuation of the Xianshuihe fault system, Eastern Tibetan Plateau. GSA Bulletin, 120 (3/4)：312–327

Wang T B.2004.Gas accumulation models and characteristics of gas fields in China. Journal of Petroleum Science and engineering, 41：31–43

Webb L E, Hacker B R, Ratschbacher L, McWilliams M O and Dong S.1999. Thermochronologic constraints on deformation and cooling history of high and ultrahigh–pressure rocks in the Qinling–Dabie orogen, eastern China. Tectonics, 18, 621–637

Weislogel A L, Graham S A, Chang E Z, Wooden J L, Gehrels G E and Yang H S.2006. Detrital zircon provenance of the Late Triassic Song–Ganzi complex：Sedimentary record of collision of the North and South China blocks.Geology, 34 (2)：97–100

Worley B A and Wilson C J L.1996.Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from the Central Longmen Shan, China. Journal of Structural Geology, 18 (4)：395–411

Xu G Q and Kamp P J J.2000.Tectonics and denudation adjacent to the Xianshuihe Fault,

eastern Tibetan Plateau：constraints from fission track thermochronology. Journal of Geophysical Research，105（B8）：19231–19251

Yan Q R，Wang Z Q，Hanson A D，Yan Z，Druschke P A，Wang T，Liu D Y，Song B and Jiang C F.2003.SHRIMP age and geochemistry of Bikou volcanic terrane：Implications for Neoproterozoic tectonics on the north margin of the Yangtze craton. Acta Geologica Sinica，77（4）：479–490

Yan Z，Wang Z Q，Wang T，Yan Q R，Xiao W J and Li J L.2006.Provenance analysis and tectonic setting of the elastic deposits of the Xi–Cheng Basin in the Qinling orogen，central China. Journal of Sedimentary Research，76：557–574

Yin A and Harrison T M.2000.Geologic evolution of the Himalayan–Tibetan orogen. Journal of Annual Review Earth Planet，28：211–280

Yin A and Nie S Y.1993.An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan–Lu and Honam fault systems，eastern Asia. Tectonics，12（4）：801–813

Zhang L S and Scharer U.1999.Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt，China. Contributions to Mineralogy and Petrology，134：67–85

Zheng D W，Zhang P Z，Wan J L，Yuan D Y，Li C Y，Yin G M.，Zhang G L，Wang Z C，Min W and Chen J.2006.Rapid exhumation at ~8 Ma of the Liupan Shan thrust fault from apatite fission–track thermochronology：Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin. Earth and Planetary Science Letters，248：198–208

Zheng J，Griffin W L，O’Reilly S Y，Zhang M，Pearson N and Pan Y.2006.Widespread Archean basement beneath the Yangtze craton. Geology，34：417–420

Zhou D and Graham S A.1996.Songpan–Ganzi Triassic flysch complex of the West Qinling Shan as a remnant ocean basin，in Yin A and Harrison M（eds）.The tectonic evolution of Asia：Cambridge，Cambridge University Press，281–299

Zhou M F，Ma Y X，Yan D P，Xia X P，Zhao J H and Sun M.2006.The Yanbian Terrane（Southern Sichuan Province，SW China）：a Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. Precambrian Research，144：19–38

安艳芬，韩竹军，万景林．2008．川南马边地区新生代抬升过程的裂变径迹年代学研究．中国科学（D辑），38（5）：555–563

蔡立国，刘和甫．1997．四川前陆褶皱－冲断带构造样式与特征．石油实验地质，19

(2)：115–120

蔡立国，郑冰，刘建荣，王守德．1993．青藏高原东部石油地质基本特征．南京大学出版社，1–101

蔡立国．2005．松潘—阿坝地区盆地演化及油气远景．石油与天然气地质，26（1）：92–98

蔡立国．2003．中国南方海相油气勘探主要研究方向．石油实验地质，25（6）：634–636

蔡学林，曹家敏．1998．四川盆地变形构造格局及其对地震活动的控制作用．四川地震，3：26–34

蔡学林，朱介寿，曹家敏，袁学诚．2004．四川黑水 – 台湾花莲断面岩石圈与软流圈结构．成都理工学院学报，31（5）：441–451

陈发景，汪新文，张光亚，曹守连，罗传容．1992．中国中、新生代含油气盆地构造和动力学背景．现代地质，6（3）：317–327

陈发景，汪新文，张光亚，曹守连，冉隆辉，杨光．1996．中国中、新生代前陆盆地的构造特征和地球动力学．地球科学，21（4）：366–372

陈发景，汪新文．1997．中国中、新生代含油气盆地成因类型、构造体系及地球动力学模式．现代地质，11（4）：409–424

陈高．2007．松潘—诺尔盖地块地壳结构及其与油气关系．石油天然气学报，29（3）：31–34

陈桂华，徐锡伟，闻学泽，王亚丽．2008．川滇块体北—东边界活动构造带运动学转换与变形分解作用．地震地质，31（1）：58–85

陈洪德，庞林，倪新锋，郝毅．2007．中上扬子地区海相油气勘探前景．石油实验地质，29（1）：13–18

陈焕疆，邱之俊．1988．中扬子区与上、下扬子区油气地质条件的对比分析．石油实验地质，10（4）：306–314

陈践发，张水昌，孙省利，吴庆余．2006．海相碳酸盐岩优质烃源岩发育的主要影响因素．地质学报，80（3）：467–472

陈杰，Wyrwoll KH，卢演俦，Krapez B，万景林，刘进峰．2006．祁连山北缘玉门砾岩的磁性地层年代与褶皱过程．第四纪研究，26（1）：20–31

陈亮，孙勇，裴先治，高明，冯涛，张宗清，陈文．2001．德尔尼蛇绿岩 ^{40}Ar–^{39}Ar 年龄：青藏最北端古特提斯洋盆存在和延展的证据．科学通报，46（5）：424–426

陈明，罗建宁．1999．晚三叠世早期义敦前陆盆地的沉积特征与形成演化模式．特提斯地质，23：108−120

陈培善，刘福田，李强，秦嘉政．1990．云南地区速度结构的横向不均匀性．中国科学（B辑），(4)：431−438

陈社发，邓起东，赵小麟，C J L Wilson，P Dirks，罗志立，刘树根．1994b．龙门山中段推覆构造带及相关构造的演化历史和变形机制（二）．地震地质，16（4）：413−421

陈社发，邓起东，赵小麟，C J L Wilson，P Dirks，罗志立，刘树根．1994a．龙门山中段推覆构造带及相关构造的演化历史和变形机制（一）．地震地质，16（4）：404−412

陈文，张彦，张岳桥，金贵善，王清利．2006．青藏高原东南缘晚新生代幕式抬升作用的 Ar−Ar 热年代学证据．岩石学报，22（4）：867−872

陈文寄，Harrison T M，Lovera O M．1992．哀牢山—红河剪切带的热年代学研究——多重扩散域模式的应用实例．地震地质，14（2）：121−128

陈文寄，李齐，汪一鹏．1996．哀牢山—红河左旋走滑剪切带中新世抬升的时间序列．地质论评，42（5）：387−390

陈岳龙，罗照华，赵俊香，李志红，张宏飞，宋彪．2004．从锆石 SHRIMP 年龄及岩石地球化学特征论四川冕宁康定杂岩的成因．中国科学（D辑），34（8）：687–697

陈岳龙，唐金荣，刘飞，张宏飞，聂兰仕，蒋丽婷．2006．松潘—甘孜碎屑沉积岩的地球化学与 Sm−Nd 同位素地球化学．中国地质，33（1）：109−118

陈智梁，刘宇平，唐文清，张清志，赵济湘，潘忠习．2006．青藏高原东北缘大陆岩石圈现今变形和位移．地质通报，25（1−2）：20−28

陈智梁，陈世瑜．1994．扬子地块西缘地质构造演化．重庆：重庆出版社，1−172

陈竹新，贾东，魏国齐，李本亮，曾庆，杨光．2006．川西前陆盆地南段薄皮冲断构造之下隐伏裂谷盆地及其油气地质意义．石油与天然气地质，460−474

陈竹新，贾东，魏国齐，李本亮，雷永良．2008．川西前陆盆地中—新生代沉积迁移与构造转换．中国地质，35（3）：472−481

陈竹新，贾东，魏国齐，李本亮，曾庆，胡潜伟．2005a．龙门山北段矿山梁构造解析及其油气勘探．地学前缘，12（4）：445−450

陈竹新，贾东，张惬，魏国齐，李本亮，魏东涛，沈扬．2005b．龙门山前陆褶皱冲断带的平衡剖面分析．地质学报，79（1）：38−45

程裕淇．1994．中国区域地质概论．北京：地质出版社，1−514

从柏林．1988．攀西古裂谷的形成与演化．北京：科学出版社，1−424

崔军文，张晓卫，唐哲民．2006．青藏高原的构造分区及其边界的变形构造特征．中国地质，3（2）：256—267

崔作舟，陈纪平，吴苓．1996．花石峡—邵阳深部地壳结构和构造．北京：地质出版社，156—168

崔作舟，卢德源，陈纪平，张之英，黄立言．1987．攀西地区的深部地壳结构与构造．地球物理学报，30（6）：566—580

戴金星，裴锡古，戚厚发．1996a．中国天然气地质学（卷二）．北京：石油工业出版社，1—264

戴金星，宋岩，张厚福．1996b．中国大中型气田形成的主要控制因素．中国科学（D辑），26（6）：481—487

戴金星，王庭斌．1997．中国大中型天然气田形成条件与油气分布规律．北京：地质出版社，1—300

戴金星，卫延召，赵靖舟．2003．晚期成藏对大气田形成的重大作用．中国地质，30（1）：10—19

戴少武，贺自爱，王津义．2001．中国南方中、古生界油气勘探的思路．石油与天然气地质，22（3）：195—202

戴少武．2004．中国南方油气晚期成藏勘探实践及讨论．天然气工业，24（1）：7—9

邓飞，贾东，罗良，李海滨，李一泉，武龙．2008．晚三叠世松潘甘孜和川西前陆盆地的物源对比：构造演化和古地理变迁的线索．地质论评，54（4）：561—573

邓晋福，赵海玲，莫宣学，刘厚祥，罗照华．1995．扬子大陆的陆内俯冲与大陆的缩小——由白云母（二云母）花岗岩推导．高效地质学报，1（1）：50—57

邓康龄，何鲤，秦大有，何志国．1982．四川盆地西部晚三叠世早期地层及其沉积环境．石油与天然气地质，3（3）：204—210

邓康龄．1992．四川盆地形成演化与油气勘探领域．天然气工业，12（5）：7—12

邓明森．1997．米仓山区盖层褶皱构造变形分析．矿物岩石，17（增刊）：132—142

邓起东，陈社发，赵小麟．1994．龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学．地震地质，16（4）：389—403

丁燕云，李占奎．2007．扬子地台西北界线之我见．物探与化探，31（6）：510—513

董云鹏，赵霞．2002．南秦岭前寒武纪岩浆构造事件与地壳生长．西北大学学报，32（2）：172—176

杜德勋，罗建宁，陈明，惠兰．1999．巴颜喀拉三叠纪沉积盆地岩石地球化学特征与

物源区构造背景的探讨——以阿坝—若尔盖、小金—马尔康及雅江盆地为例．岩相古地理，19（2）：1−20

杜利林，耿元生，杨崇辉，王新社，任留东，周喜文，石玉若，杨铸生．2005．扬子地台西缘盐边群玄武质岩石地球化学特征及SHRIMP锆石U−Pb年龄．地质学报，79（6）：805−813

杜利林，耿元生，杨崇辉，王新社，周喜文，任留东，王彦斌，杨铸生．2007．扬子地台西缘康定群的再认识：来自地球化学和年代学证据．地质学报，81（11）：1562−1577

杜思清，魏显贵，刘援朝，吴德超．1998．汉南—米仓山区叠加东西向隆坳的北东向推覆构造．成都理工学院学报，25（3）：369−374

杜远生．1997．秦岭造山带泥盆纪沉积地质学研究．武汉：中国地质大学出版社，1−130

段吉业，葛肖虹．1992．论塔里木—扬子板块及其古地理格局．长春地质学院学报，22（3）：260−268

段吉业，葛肖虹．2005．中国西北地区各构造单元之间地层和生物古地理的亲缘关系—兼论西北地区构造格局．地质通报，24（6）：558−563

范明，秦建中，张渠．2006．松潘阿坝地区烃源岩有机质热演化特征．沉积学报，24（3）：440−445

方小敏，宋春晖，戴霜，朱迎堂，高军平，张伟林．2007．青藏高原东北部阶段性变形隆升：西宁、贵德盆地高精度磁性地层和盆地演化记录．地学前缘，14（1）：230−242

冯洪真，俞剑华，方一亭，边立曾．1993．五峰期上扬子海古盐度分析．地层学杂志，17（3）：179−185

冯庆来，杜远生，殷鸿福，盛吉虎，许继锋．1996．南秦岭勉略蛇绿岩带中放射虫的发现及其意义．中国科学（D 辑），26（增刊）：78−82

冯庆来，葛孟春，谢德凡，马振东，江元生．1999．滇西北金沙江带被动陆缘地层层序和构造演化．地球科学，24（6）：553−557

冯向阳，孟宪刚，邵兆刚，王建平，朱大岗．2003．华南及邻区有序变形及其动力学初探．地球学报，24（2）：115−120

冯增昭，彭勇民，金振奎，蒋盘良，鲍志东，罗璋，鞠天吟，田海芹，汪红．2001．中国南方寒武纪岩相古地理．古地理学报，3（1）：1−14

甘克文．2000．特提斯域的演化和油气分布．海相油气地质，5（3−4）：21−29

甘卫军，沈正康，张培震，任金卫，万永革，周德敏．2004．青藏高原地壳水平差异

运动的 GPS 观测研究．大地测量与地球动力学，24（1）：29−35

高锐，董树文，贺日政，刘晓春，李秋生，管晔，白金，李朋武，黄东定，钱桂华，匡朝阳，李三忠．2004．莫霍面地震反射图像揭露出扬子陆块深俯冲过程．地学前缘，11（3）：43−49

高锐，马永生，李秋生，朱铉，张季生，王海燕， 李鹏武，卢占武，管烨．2006．松潘地块与西秦岭造山带下地壳的性质与关系 − 深地震反射剖面的揭露．地质通报，25（12）：1−8

高瑞祺，赵政章主编．2001．中国油气新区勘探．第五卷，中国南方海相油气地质及勘探前景．北京：石油工业出版社，1−321

高山，Qiu Y，凌文黎，McNaughton N J，Groves D I．2001．崆岭高级变质地体单颗粒锆石 SHRIMP U−Pb 年代学研究——扬子克拉通 >3．2Ga 陆壳物质的发现．中国科学（D 辑），31（1）：27−35

葛肖虹，刘俊来．2000．被肢解的“西域克拉通”．岩石学报，16（1）：59−66

葛肖虹，任收麦，马立祥，吴光大，刘永江，袁四化．2006．青藏高原多期次隆升的环境效应．地学前缘，13（6）：118−130

耿元生，杨崇辉，王新社，任留东，杜利林，周喜文．2007．扬子地台西缘结晶基底的时代．高校地质学报，13（3）：429−441

龚再升，王国纯．2001．渤海新构造运动控制晚期油气成藏．石油学报，22（2）：1−7

郭令智，施央申，马瑞士，叶尚夫，卢华复．1984．中国东南部地体构造的研究．南京大学学报，20（4）：732−739

郭令智，钟志洪，王良书，施央申，李华，刘绍文．2001．莺歌海盆地周边区域构造演化．高校地质学报，7（1）：1−12

郭彤楼，田海芹．2002．南方中古生界油气勘探的若干地质问题及对策．石油与天然气地质，23（3）：244−247

郭正吾，邓康龄，韩永辉，刘应楷，殷建棠，王庆国，梁恩宇，李国建，陈昭国，刘宗正，吴春生，赵泽江．1996．四川盆地形成与演化．北京：地质出版社，1−200

韩渭宾，蒋国芳．2004．川滇地区强震活动分布特征及其与地壳块体构造背景关系的研究．地震学报，26（2）：211−222

郝石生，高岗，王飞宇等．1996．高过成熟海相烃源岩．北京：石油工业出版社，126−127

郝子文，饶荣标，徐星琪，姚冬生，方飞龙．1999．西南区区域地层 [全国地层多重划分对比研究（50）]．武汉：中国地质大学出版社，1−220

何斌，徐义刚，肖龙，王康明，沙绍礼．2003．峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布：来自沉积地层学的新证据．地质学报，77（2）：194−201

何斌，徐义刚，肖龙，王雅玫，王康明，沙绍礼．2006．峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义．地质论评，52（1）：30−37

何宏林，池田安隆，何玉林，东乡正美，陈杰，陈长云，田力正好，越後智雄，冈田真介．2008．新生的大凉山断裂带—鲜水河—小江断裂系中段的裁弯取直．中国科学（D辑），38（5）：564−574

何宏林，池田安隆．2007. 安宁河断裂带晚第四纪运动特征及模式的讨论．地震地质，29（5）：537−548

何鲤，刘莉萍，罗潇，吕志洲，王应容．2007．川西龙门山推覆构造特征及有利油气勘探区块预测．石油实验地质，29（3）：247−252

侯立玮，戴丙春，俞如龙，傅德明，胡世华，李开元，罗再文，傅小方．1994．四川西部义敦岛弧碰撞造山带与主要成矿系列．北京：地质出版社，1−198

侯增谦，莫宣学，谭劲，胡世华，罗再文．1993．"三江" 义敦岛弧带玄武岩喷发序列与裂谷 − 岛弧转化．中国地质科学院院报，26：49−67

侯增谦，莫宣学，杨志明，王安建，潘桂棠，曲晓明，聂凤军．2006．青藏高原碰撞造山带成矿作用构造背景、时空分布和主要类型．中国地质，33（2）：340−351

侯增谦，曲晓明，周继荣，杨岳清，黄典豪，吕庆田，唐绍华，余今杰，王海平，赵金花．2001．三江地区义敦岛弧碰撞造山过程：花岗岩记录．地质学报，75（4）：484−497

胡爱平，王国芝，刘树根．2007．若尔盖地块震旦系—志留系极低级变质作用研究．四川地质学报，27（3）：153−156

胡鸿祥，陆涵行，王椿镛，何正勤，朱良保，颜其中，樊跃新，张国庆，邓英娥．1986．滇西地区地壳结构的爆破地震研究．地球物理学报，29（2）：133−143

胡健明，孟庆任，石玉若，渠洪杰．2005．松潘—甘孜地体内花岗岩锆石 SHRIMP U−Pb 定年及其构造意义．岩石学报，21（3）：867−880

胡圣标，郝杰，付明希，吴维平，汪集旸．2005．秦岭—大别—苏鲁造山带白垩纪以来的抬升冷却史 − 低温年代学数据约束．岩石学报，21（4）：1167−1173

胡新伟，邓江红．1996．龙门山中段推覆构造带构造特征．成都理工学院学报，23（3）：101−106

黄第藩，李晋超，张大江．1984．干酪根的类型及其分类参数的有效性、局限性和相关性．沉积学报，2（3）：18—33

黄汲清，任纪舜，姜春发，张之孟，许志琴．1977．中国大地构造基本轮廓．地质学报，2：117—135

黄汲清，任纪舜，姜春发，张之孟，张正坤．1974．对中国大地构造若干特点的新认识．地质学报，1：36—52

黄继钧．2001．羌塘盆地基底构造特征．地质学报，75（3）：333—337

黄永健，张成江，汪云亮，刘树根，王国芝．2002．龙门山造山带中生代花岗岩带成因及其构造意义成都理工学院学报，29（1）：69—72

黄志勋，马召军，刘协章．2000．用现代地层学方法判别冈瓦纳大陆的北界．沉积与特提斯地质，20（4）：1—19

吉让寿，秦德余，高长林，殷勇，范小林．1997．东秦岭造山带与盆地．西安：西安地图出版社，1—197

贾承造，何登发，石昕，杨庚，张朝军．2006．中国油气晚期成藏特征．中国科学（D辑），36（5）：412—420

贾承造，李本亮，张兴阳，李传新．2007．中国海相盆地的形成与演化．科学通报，52（增刊Ⅰ）：1—8

贾承造，施央申，郭令智．1988．东秦岭板块构造．南京：南京大学出版社，113—122

贾承造，魏国齐，李本亮，肖安成，冉启贵．2003．中国中西部两期前陆盆地的形成及其控气作用．石油学报，24（2）：13—17

贾承造，魏国齐，李本亮．2005a．中国中西部小型克拉通盆地群的叠合复合性质及其含油气系统．高校地质学报，11（4）：479—482

贾承造，魏国齐，李本亮．2005b．中国中西部燕山期构造特征及其油气地质意义．石油与天然气地质，26（1）：9—15

贾承造，杨树锋，陈汉林，魏国齐．2001．特提斯北缘盆地群构造地质与天然气．北京：石油工业出版社，1—161

贾承造．2006．中国叠合盆地形成演化与中下组合油气勘探潜力．中国石油勘探，1：1—4

贾承造．2007．中国喜马拉雅构造运动的陆内变形特征与油气矿藏富集．地学前缘，14（4）：96—104

贾承造．2005．中国中西部前陆冲断带构造特征与天然气富集规律．石油勘探与开发，

32（4）：9–15

贾东，陈竹新，贾承造，魏国齐，李本亮，张惬，魏东涛，沈扬．2003．龙门山前陆褶皱冲断带构造解析与川西前陆盆地的发育．高校地质学报，9（3）：402–410

贾秋鹏，贾东，朱艾斓，陈竹新，胡潜伟，罗良，张元元，李一泉．2007．青藏高原东缘龙门山冲断带与四川盆地的现今构造表现：数字地形和地震活动证据．地质科学，42（1）：31–44

简平，刘敦一，孙晓猛．2003. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年：古特提斯洋壳演化的同位素年代学制约．地质学报，77（2）：217–228

简平，汪啸风，何龙清，王传尚．1998. 中国西南哀牢山蛇绿岩同位素地质年代学及大地构造意义．华南地质与矿产，1：1–11

姜琦刚．1994. 四川若尔盖北部寒武系—奥陶系太阳顶群沉积环境分析．长春地质学院学报，24（3）：271–277

蒋福珍，方剑．2001．康滇地区重力场分离、密度反演与地壳构造．地震学报，23（4）：391–397

金聚畅，秦建中，张志荣，范明，张渠．2004．松潘—阿坝地区高演化沥青的成因分析．石油实验地质，26（4）：370–374

金文正，汤良杰，杨克明，万桂梅，吕志洲，余一欣．2007．川西龙门山褶皱冲断带分带性变形特征．地质学报，81（8）：1072–1080

金文正，汤良杰，杨克明，万桂梅，吕志洲．2008．龙门山冲断带构造特征研究主要进展及存在问题探讨．地质论评，54（1）：37–46

金振奎，苏奎，董晓东，张伟，张卫丹，陈英，吕玉珍．2007．扬子地台北缘寒武系油苗的发现及其油气勘探意义．古地理学报，9（6）：588–588

金之均，龙胜祥，周雁，沃玉进，肖开华，杨志强，殷进垠．2006．中国南方膏盐岩分布特征．石油与天然气地质，27（5）：571–593

金之钧．2004．中国典型叠合盆地与油气成藏研究新进展——以塔里木盆地为例．中国科学（D 辑），34：1–12

金之钧．2005．中国海相碳酸盐岩层系油气勘探特殊性问题．地学前缘，12（3）：15–22

来庆洲，丁林，王宏伟，岳雅慧，蔡福龙．2006．青藏高原东部边界扩展过程的磷灰石裂变径迹热历史制约．中国科学（D 辑），36（9）：785–796

赖绍聪，李永飞，秦江锋．2007．碧口群西段董家河蛇绿岩地球化学及 LA–ICP–MS

锆石 U–Pb 定年．中国科学（D 辑），37（增刊）：262–270

赖绍聪，张国伟，董云鹏，裴先治，陈亮．2003．秦岭—大别勉略构造蛇绿岩与相关火山岩性质及其时空分布．中国科学（D 辑），33（12）：1174–1183

兰中伍，陈岳龙，苏本勋，刘飞，张宏飞．2006．四川松潘—甘孜盆地砂岩的物质来源：来自锆石 U–Pb（SHRIMP）年龄证据．沉积学报，24（3）：321–332

雷永良，龚道好，王先美，钟大赉，季建清，王雪松，张进．2008．应用裂变径迹不同模式约束岩体冷却史的初步探讨——以滇西独龙江岩体为例．地球物理学进展，23（2）：422–432

雷永良，贾承造，李本亮，陈竹新，石昕．2009．上扬子西部地区新生代构造活动的低温热年代学特征．地质科学，44（3）：877–888

雷裕红，马昌前，王国灿．2006．巴颜喀拉沉积盆地基底为扬子地台西缘的一部分：来自花岗岩的证据．高校地质学报，12（3）：298–309

李本亮，贾承造，庞雄奇，管树巍，杨庚，石昕，李传新．2007．环青藏高原盆山体系内前陆冲断构造变形的空间变化规律．地质学报，81（9）：1200–1207

李本亮．2008．四川盆地北缘地质构造解析［博士后工作报告］．北京：中国石油大学，1–163

李继亮，闫臻，俞良军，穆娉．2007．诺尔盖—松潘前陆盆地的沉积与构造特点．岩石学报，23（5）：919–924

李继亮，张绍宗．1985．四川木里混杂堆积带的发现．地质科学，3：308–310

李朋武，高锐，崔军文，管烨．2005．西藏和云南三江地区特提斯洋盆演化历史的古地磁分析．地球学报，26（5）：387–404

李坪．1993．鲜水河—小江断裂带．北京：地震出版社，1–50

李齐，陈文寄，万景林，李大明．2000．哀牢山—红河剪切带构造抬升和运动形式转换时间的新证据．中国科学（D 辑），30（6）：576–583

李齐，王瑜，万景林，李大明，王非．2001．秦岭造山带中段中新生代构造抬升的热年代学证据．矿物岩石地球化学通报，20（4）：263–265

李秋生，彭苏萍，高锐，范景义．2003．青藏高原北部巴颜喀拉构造带基底隆起的地震学证据．地质通报，22（10）：782–788

李三忠，张国伟，李亚林，赖少聪，李宗会．2002．秦岭造山带勉略缝合带构造变形与造山过程．地质学报，76（4）：469–483

李曙光，孙卫东，张国伟，陈家义，杨永成．1996．南秦岭勉略构造带黑峡沟变质

火山岩的年代学和地球化学——古生代洋盆及其闭合时代的证据．中国科学（D辑），26（3）：223–230

李松林，张先康，张成科，赵金仁，成双喜．2002．玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究．地球物理学报，45（2）：210–217

李渭娟，梁桂培，姚政生．1995．龙门山及其邻区地球物理场与地震的关系．华南地震，15（2）：34–41

李献华，李正祥，周汉文，刘颖，梁细荣．2002．川西新元古代玄武质岩浆岩的锆石U–Pb年代学、元素和Nd同位素研究：岩石成因与地球动力学意义．地学前缘，9（4）：329–338

李祥辉，刘文均，郑荣才．1998．扬子西缘龙门山区泥盆纪沉积旋回与相序样式．矿物岩石，8（2）：115–120，

李兴振，刘文均，王义昭等．1999．西南三江地区特提斯构造演化与成矿（总论）．北京：地质出版社，1–276

李秀梅．2000．楚雄盆地烃源岩有机地化特征及综合评价．云南地质，19（4）：416–422

李亚林，李三忠，张国伟．2002．秦岭勉略缝合带组成与古洋盆演化．中国地质，29（2）：129–134

李勇，侯中健，司光影，Densmore A L，周荣军，Ellis M A，李永昭，梁兴中．2002．青藏高原东缘新生代构造层序与构造事件．中国地质，29（1）：30–36

李勇，孙爱珍．2000．龙门山造山带构造地层学研究．地层学杂志，24（3）：201–206

李勇，徐公达，周荣军，A L Densmore，M A Ellis．2005．龙门山均衡重力异常及其对青藏高原东缘山脉地壳隆升的约束．地质通报，24（12）：1162–1168

李勇，曾允孚．1995．龙门山逆冲推覆作用的地层标识．成都理工学院学报，22（2）：1–10

李勇，周荣军，A L Densmore，M A Ellis．2006a．青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑–逆冲作用的地貌标志．第四纪研究，26（1）：40–51

李勇，周荣军，Densmore A L，Ellis M A，黎兵．2006b．青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑挤压作用的沉积响应．沉积学报，24（2）：153–164

梁斌，冯庆来，王全伟，郭建秋，钟长洪，李振江．2004．川西鲜水河断裂带拉丁期放射虫、硅质岩及构造演化意义．中国科学（D辑），34（7）：644–648

梁狄刚，张水昌，陈建平．2007．南方复杂构造区有效烃源岩评价．华北科技学院，

CNPC 油气地球化学重点实验室（内部研究报告），1–675

梁狄刚，张水昌，张宝民，王飞宇. 2000. 从塔里木盆地看中国海相生油问题. 地学前缘，7（4）：534–547

梁秋源，陈坚. 2001. 楚雄盆地云龙凹陷石油地质特征及勘探目标. 天然气工业，21（2）：22–26

林广春，李献华，李武显. 2006. 川西新元古代基性岩墙群的 SHRIMP 锆石 U–Pb 年龄、元素和 Nd–Hf 同位素地球化学：岩石成因与构造意义. 中国科学（D 辑），36（7）：630–645

林茂炳. 1994. 初论龙门山推覆构造带的基本构造样式. 成都理工学院学报，21（3）：1–7

林茂炳. 1996. 初论陆内造山带的造山模式——以四川龙门山为例. 四川地质学报，16（3）：193–198

林中洋，胡鸿祥，张文彬，章惠芬，何正勤，林真明，邱陶兴. 1993. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究. 地震学报，15（4）：427–440

凌文黎，高山，程建萍，江麟生，袁洪林，胡兆初. 2006. 扬子陆核与陆缘新元古代岩浆事件对比及其构造意义——来自黄陵和汉南侵入杂岩 ELA–ICPMS 锆石 U–Pb 同位素年代学的约束. 岩石学报，22（2）：387–396

凌文黎，任邦方，段瑞春，柳小明，毛新武，彭练红，刘早学，程建萍，杨红梅. 2007. 南秦岭武当山群、耀岭群及基性侵入岩群锆石 U–Pb 同位素年代学及其地质意义. 科学通报，52（12）：1145–1156

刘本培，朱智勤，廖华，吕弋培. 2001. 鲜水河断裂带的构造大地测量. 地壳形变与地震，21（4）：17–25

刘朝基. 1995. 川西藏东板块构造体系及特提斯地质演化. 地球学报，2：121–134

刘池洋，赵红格，杨兴科等. 2003. 油气晚期超晚期成藏——中国含油气盆地的重要特点. 张抗主编，见：21 世纪中国暨国际油气勘探展望. 北京：中国石油化工出版社，57–60

刘春平，林娟华. 2008. 松潘—阿坝盆地基底特征及油气成藏条件. 石油学报，29（4）：527–532

刘飞，陈岳龙，苏本勋，兰中伍，蒋丽婷. 2006. 松潘—甘孜地区三叠系碎屑沉积岩地球化学特征及其锆石年龄研究. 地球学报，27（4）：289–296

刘福田，刘建华，何建坤，游庆瑜. 2000. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片.

科学通报，1：79−84

刘和甫，梁慧社，蔡立国，沈飞．1994．川西龙门山冲断系构造样式与前陆盆地演化．地质学报，68（2）：101−118

刘建华，刘福田，何建坤．2000．攀西古裂谷的地震成像研究 − 壳幔构造特征及其演化推断．中国科学（D辑），30（增刊）：9−15

刘树根，李智武，刘顺，罗玉宏，徐国强，戴国汗，龚昌明，雍自全．2006．大巴山前陆盆地 − 冲断带的形成演化．北京：地质出版社，1−248

刘树根，罗志立，戴苏兰，Arne D，Wilson C J L．1995．龙门山冲断带的隆生和川西前陆盆地的沉降．地质学报，9（3）：205−213

刘树根，罗志立，戴苏兰，Arne D．1996．川西前陆盆地的“四川运动”及与油气的关系．石油与天然气地质，17（4）：276−281

刘树根，罗志立，赵锡奎，徐国盛，王国芝，张成江．2003．中国西部盆山系统的耦合关系及其动力学模式——以龙门山造山带—川西前陆盆地系统为例．地质学报，77（2）：177−186

刘树根，童崇光，罗志立，戴苏兰，庞家黎，张国政，何军．1995．川西晚三叠世前陆盆地的形成与演化．天然气工业，15（2）：11−15

刘树根，赵锡奎，罗志立，徐国盛，王国芝，Wilson C J L，Arne D．2001．龙门山造山带—川西前陆盆地系统构造事件研究．成都理工学院学报，28（3）：221−230

刘树根，赵锡奎，罗志立，徐国盛，王国芝．2001．龙门山造山带—川西前陆盆地系统构造事件研究．成都理工学院学报，28（3）：221−230

刘树根．1993．龙门山冲断带与川西前陆盆地的形成演化．成都：成都科技大学出版社，1−167

刘树文，王宗起，闫全人，李秋根，张德会，王建国．2006．川西雀儿山花岗岩的地球化学和岩石成因．地质学报，80（9）：1355−1363

刘文均，郑荣才，李祥辉．1999．龙门山泥盆纪沉积盆地的古地理和古构造重建．地质学报，73（2）：109−119

刘文中，徐士进，万景林，姚祖德，于航波，方中．2003．攀西地区早白垩世以来地壳抬升运动的裂变径迹年龄研究．南京大学学报，39（3）：337−344

刘文中，徐士进，王汝成，赵连泽，李惠民，吴俊奇，方中．2005．攀西麻粒岩锆石U−Pb年代学：新元古代扬子陆块西缘地质演化新证据．地质论评，51（4）：470−476

刘训，傅德荣，姚培毅等．1992．青藏高原不同地体的地层、生物区系及沉积构造演

化史．北京：地质出版社，1−169

刘增乾，徐宪，潘桂棠等．1990．青藏高原大地构造与形成演化．北京：地质出版社，1−174

刘肇昌，李凡友，钟康惠，李伟，文绍先．1996．扬子地台西缘构造演化与成矿．成都：电子科技大学出版社，1−267

楼海，王椿镛．2005．川滇地区重力异常的小波分解与解释．地震学报，27（5）：515−523

卢华复，董火根，邓锡秧，李鹏举，吴葆青，彭德林．1989．前龙门山前陆盆地推覆构造的类型和成因．南京大学学报（地球科学），25（4）：32−42

鲁兵，刘池阳，刘忠，李永铁．2001．羌塘盆地的基底组成、结构特征及其意义．地震地质，23（4）：510−520

陆松年，于海峰，李怀坤，陈志宏，王惠初，张传林，相振群．2006．“中央造山带”早古生代缝合带及构造分区概述．地质通报，25（12）：1368−1380

吕江宁，沈正康，王敏．2003．川滇地区现代地壳运动速度场和活动块体模型研究．地震地质，25（4）：543−554

罗建宁．1992．巴颜喀拉盆地岩相、相组及其演化．岩相古地理，1：1−10

罗君烈．1990．滇西特提斯造山带的演化及基本特征．云南地质，9（4）：247−290

罗良，贾东，陈竹新，胡潜伟，贾秋鹏，李一泉，张元元．2006．川西北磁组构演化及其揭示的应变特征．地质通报，25（11）：1342−1348

罗良，贾东，李一泉，邓飞，孙圣思．2008．构造叠加弱应变沉积岩地区的磁组构研究——以川西北盆地为例．地质学报，82（6）：850−856

罗启后，王世谦．1996．四川盆地中西部三叠系重点含气层系天然气富集条件研究．天然气工业，16（增刊）：1−12

罗志立，金以钟，朱夔玉，赵锡奎．1988．试论上扬子地台的峨眉地裂运动．地质论评，34（1）：11−24

罗志立，刘顺，刘树根，雍自权，赵锡奎，孙玮．2004．“峨眉地幔柱”对扬子板块和塔里木板块离散的作用及其找矿意义．地球学报，25（5）：515−522

罗志立，宋鸿彪，赵锡奎．1995．C− 俯冲带及对中国中西部造山带形成的作用．石油勘探与开发，22（2）：1−7

罗志立，姚军辉，孙玮，赵锡奎，刘树根．2006．试解“中国地质百慕大”之谜．新疆石油地质，27（1）：1−4

罗志立．1986．川中是一个古陆核吗？成都理工学院学报，13（3）：65−73

罗志立．1991．龙门山造山带岩石圈演化的动力学模式．成都地质学院学报，18（1）：1−7

罗志立．1998．四川盆地基底结构的新认识．成都理工学院学报，25（2）：191−200

罗志立．1997．中国南方碳酸盐岩油气勘探远景分析．勘探家．2（4）：62−63

罗志立．1983．中国西南地区晚古生代以来地裂运动对石油等矿产形成的影响．四川地质学报，（2）：1−22

马力，陈焕疆，甘克文，徐克定，徐效松，吴根耀，葉舟，梁兴，吴少华，邱蕴玉，章平澜，葛芃芃．2004．中国南方大地构造和海相油气地质．北京：地质出版社，1−867

马文璞．1986．被动大陆边缘地质．中国区域地质，3：239−248

马杏垣主编．1987．中国岩石圈动力学纲要—1：400 万中国及邻近海域岩石圈动力学图说明书．北京：地质出版社，1−76

马永生，陈跃昆，苏树桉，杨云龙，黄庆球．2006a．川西北松潘—阿坝地区油气勘探进展与初步评价．地质通报，25（9−10）：1045−1049

马永生，楼章华，郭彤楼，付晓悦，金爱民．2006b．中国南方海相地层油气保存条件综合评价技术体系探讨评价仍然缺乏系统的方法与技术．地质学报，80（3）：406−417

马永生，牟传龙，郭旭升，谭钦银，余谦．2006c．四川盆地东北部长兴期沉积特征与沉积格局．地质论评，52（1）：25−29

马永旺，杨尽．2001．龙门山中段推覆构造的变形特征．成都理工学院学报，28（3）：236−240

梅冥相，周鹏，张海，陈永红，聂瑞贞．2006．上扬子区震旦系层序地层格架及其形成的古地理背景．古地理学报，8（2）：219−231

梅志超，崔智林，孟庆任，屈红军．1995．秦岭早古生代沉积作用与构造演化．高校地质学报，1995（2）：29−36

孟庆任，渠洪杰，胡健民．2007．西秦岭和松潘地体三叠系深水沉积．中国科学（D辑），37（增刊 I）：209−223

孟庆任，张国伟，于在平，梅志超．1996．南秦岭南缘晚古生代裂谷－有限洋盆沉积作用及构造演化．中国科学（D 辑），26（增刊）：28−33

孟伟，李巨初，刘树根．2007．若尔盖地块三叠系泥质岩微量元素地球化学特征与构造背景．四川地质学报，27（1）：2−6

莫宣学，路风香，沈上越等．1993．三江特提斯火山岩作用与成矿．中华人民共和国

地质矿产部地质专报，第20号．地质出版社，1—267

莫宣学，路凤香，沈上越等．1993．三江特提斯火山作用与成矿．北京：地质出版社，1—276

莫宣学，潘桂棠．2006．从特提斯到青藏高原形成：构造－岩浆事件的约束．地学前缘，13（6）：43—51

穆恩之，李积金，葛梅钰，陈旭，倪寓南，林尧坤．1981．华中区晚奥陶世古地理图及说明书．地层学杂志，5（3）：165—170

倪金龙，汪劲草，周莉，赵小花，刘东，宋召军．2007．中—新生代东昆仑造山带构造事件及柴西南盆地原型研究．现代地质，21（3）：505—517

倪新锋，陈洪德，田景春，韦东晓．2007．川东北地区长兴组—飞仙关组沉积格局及成藏控制意义．石油与天然气地质，28（4）：458—465

潘桂棠，陈智樑，李兴振，颜仰基，许效松，徐强，江新胜，吴应林，罗建宁，朱同兴，彭勇民．1997．东特提斯地质构造形成演化．北京：地质出版社，1—184

潘桂棠，王立全，李兴振，王洁民，徐强．2001．青藏高原区域构造格局及其多岛弧盆系的空间配置．沉积与特提斯地质，21（3）：1—26

潘桂棠，王培生，徐耀荣，焦淑沛，向天秀．1990．青藏高原新生代构造演化．北京：地质出版社，1—190

潘桂棠，朱弟成，王立全，廖忠礼，耿全如，江新胜．2004．班公湖—怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据．地学前缘，11（4）：371—382

庞存廉，方胜，夏元祁．1996．巴颜喀拉山东段及其邻区大地电磁测深成果地质解释．青海地质，1：73—81

裴锡瑜，王新民，张成贵．1997．晚第四纪安宁河断裂分段的基本特征．四川地震，4：52—61

戚厚发．1998．南方海相碳酸岩层系找气的思考．勘探家，3（1）：47—49

秦胜飞，戴金星，赵靖舟，石昕．2006．新构造运动对中国天然气成藏的控制作用．地质论评，52（1）：93—99

丘东洲．2007．亚洲特提斯域油气聚集地质特征．沉积与特提斯地质，27（2）：1—8

任纪舜，姜春发，张正坤，秦德余．1980．中国大地构造及其演化．北京：科学出版社，1—124

任纪舜，王作勋，陈炳蔚，姜春发，牛宝贵，李绵铁，谢广连，和政军，刘志刚．1997．新一代中国大地构造图．中国区域地质，16（3）：225—230

任纪舜，肖黎巍．2004．1：25万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱．地质通报，23（1）：1–11

任纪舜．2004．昆仑—秦岭造山系的几个问题．西北地质，37（1）：1–5

任纪舜．1991．论中国大陆岩石圈构造的基本特征．中国区域地质，4：289–293

戎嘉余．1984．上扬子区晚奥陶世海退的生态地层证据与冰川活动影响．地层学杂志，8（1）：19–29

申旭辉，陈正位，许任德，张宁．2000．凉山活动构造带晚新生代变形特征与位移规模．地震地质，22（3）：232–238

四川省地震局．1989．鲜水河活动断裂带．成都：四川科学技术出版社，1–130

四川省地质矿产局．1991．四川省区域地质志．北京：地质出版社，1–730

宋春晖，方小敏，高军平，孙东，范马洁．2001．青藏高原东北部贵德盆地新生代沉积演化和构造隆升．沉积学报，19（4）：493–500

宋方敏，汪一鹏，沈军，曹忠权，申旭辉，俞维贤．1997．小江断裂带中段盆地的发育阶段及其与区域构造运动的关系．地震地质，19（3）：211–217

宋方敏，汪一鹏，俞维贤，曹忠权，申旭辉，沈军．1998．小江活动断裂带．北京：地震出版社，1–237

宋鸿彪，刘树根．1991．龙门山中北段重磁场特征与深部构造的关系．成都地质学院学报，18（1）：74–82

宋鸿彪，罗志立．1995．四川盆地基底及深部地质结构研究的进展．地学前缘（中国地质大学，北京），2（3–4）：231–237

宋鸿彪．1994．龙门山造山带地质和地球物理资料的综合解释．成都理工学院学报，21（2）：79–88

宋岩，洪峰．2001．四川盆地川西坳陷深盆气地质条件分析．石油勘探与开发，28（2）：11–14

宋岩，魏国齐，赵孟军，柳少波，吴因业．2007．中国中西部前陆盆地石油地质特征．北京：科学出版社，1–236

宋岩．2003．中国天然气资源分布特征与勘探方向．天然气工业，23（1）：1–4

苏本勋，陈岳龙，兰中伍，刘飞，张宏飞，王巧云．2005．松潘—甘孜地块前寒武统—三叠系沉积地球化学研究．沉积学报，23（3）：437–446

苏本勋，陈岳龙，刘飞，王巧云，张宏飞，兰中伍．2006．松潘—甘孜地块三叠系砂岩的地球化学特征及其意义．22（4）：961–970

孙洁，晋光文，白登海，王立凤．2003．青藏高原东缘地壳、上地幔电性结构探测及其构造意义．中国科学（D辑），33（增刊）：173−180

孙岩，李本亮，刘海龄，王心源．1999．论层滑、倾滑和走滑断裂系统．地质力学学报，5（3）：53−57

孙岩，刘德良，朱文斌，郭继春，李本亮，郭建，王锋，赵忠岩．2005．上扬子地壳区域性地层岩石物性力学参数与滑动层位关系研究．地质科学，40（4）：532−538

汤军，赵鹏大，陈建平，历青，靳秀菊，冯春．2002．龙门山碧口断块的形成及其空间归位研究．中国地质，29（3）：286−290

汤良杰，杨克明，金文正，吕志洲，余一欣．2008．龙门山冲断带多层次滑脱带与滑脱构造变形．中国科学（D辑），38（增刊）：30−40

腾格尔，高长林，胡凯，方成名，吕俊祥，翟常博，张长江．2007．上扬子北缘下组合优质烃源岩分布及生烃潜力评价．天然气地球科学，18（2）：254−259

腾格尔，刘文汇，徐永昌，陈践发．2006．高演化海相碳酸盐烃源岩地球化学综合判识—以鄂尔多斯盆地为例．中国科学（D辑），36（2）：167−176

童崇光．2000．新构造运动与四川盆地构造演化及气藏形成．成都理工学院学报，27（2）：123−130

万京林，李齐，陈文寄．1997．哀牢山—红河左旋走滑剪切带构造抬升时间序列的裂变径迹证据．地震地质，19（1）：87−90

万景林，王瑜，李齐，郑德文，李大明．2005．太白山中新生代抬升的裂变径迹年代学研究．核技术，29（9）：712−716

汪泽成，赵文智，张林，吴世祥．2002．四川盆地构造层序与天然气勘探．北京：地质出版社，1−287

王宝禄，李丽辉，曾普胜．2004．川滇黔菱形地块地球物理基本特征及其与内生成矿作用的关系．东华理工学院学报，27（4）：301−308

王椿镛，W D Mooney，王溪莉，吴建平，楼海，王飞．2002．川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究．地震学报，24（1）：1−16

王椿镛，韩渭宾，吴建平，楼海，白志明．2003a．松潘—甘孜造山带地壳速度结构．地震学报，25（3）：229−241

王椿镛，楼海，吕智勇，吴建平，常利军，戴仕贵，尤惠川，唐方头，Zhu L，Silver P．2008．青藏高原东部地壳上地幔S波速度结构－下地壳的深部环境．中国科学（D辑），38（1）：22−32

王椿镛，吴建平，楼海，周民都，白志明．2003b．川西藏东地区的地壳P波速度结构．中国科学（D辑），33（增刊）：181－189

王二七，Burchfiel B C，Rogden R H，陈良忠，陈吉琛，林文信．1995．滇中小江走滑剪切带晚新生代挤压变形研究．地质科学，30（3）：209－219

王二七，樊春，王刚，石许华，陈良忠，陈智樑．2006．滇西哀牢山—点苍山形成的构造和地貌过程．第四纪研究，26（2）：220－227

王二七，孟庆任，陈智樑，陈良忠．2001．龙门山断裂带印支期左旋走滑运动及其大地构造成因．地学前缘，8（2）：375－384

王二七．2004．山盆耦合的一种重要形式：造山带及其侧陆盆地．科学通报，49（4）：370－374

王刚，王二七．2005．挤压造山带中的伸展构造及其成因——以滇中地区晚新生代构造为例．地震地质，27（2）：187－199

王国灿，向树元，王岸，Garver J I，Wintsch R P，张克信．2007．东昆仑及相邻地区中生代—新生代早期构造过程的热年代学记录．地球科学，32（5）：606－614

王建，李建平，王江海，马志红．2002．滇西剑川—大理地区新生代钾玄岩系中深源包体的地质意义．矿物学报，22（2）：113－125

王兰生，李宗银，沈平，陈盛吉，张鉴，谢邦华．2004．四川盆地东部大中型气藏成烃条件分析．天然气地球科学，15（6）：567－571

王立亭，陆彦邦，赵时久，罗晋辉．1994．中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用．北京：地质出版社，1－147

王清晨，蔡立国．2007．中国南方显生宙大地构造演化简史．地质学报，81（8）：1025－1040

王全伟，梁斌，杨恒书，陈明．2001．西扬子大陆区泥盆纪沉积演化与成矿．中国区域地质，20（4）：415－421

王全伟，梁斌，朱兵，陈明．2001．川西北壤塘地区西康群深海浊积砂岩沉积地球化学特征．地质地球化学，29（4）：82－85

王顺玉，戴鸿鸣，王海清，黄清德．2000．大巴山、米仓山南缘烃源岩特征研究．天然气地球科学，11（4－5）：4－16

王伟，李方林，鲍征宇．2007．松潘—甘孜盆地中、晚三叠世沉积物来源及演化的锆石U－Pb年代学制约．地质科技情报，26（5）：35－44

王伟，孙亮，李方林，鲍征宇．2008．诺尔盖盆地中、晚三叠世沉积岩微量元素地球

化学特征及其构造背景．吉林大学学报（地球科学版），38（2）：240–248

王修喜，李吉均，宋春晖，张军，赵志军，高军平，潘美慧．2006．青藏高原东北缘西秦岭新生代抬升－天水盆地碎屑颗粒磷灰石裂变径迹记录．沉积学报，24（6）：783–789

王阎昭，王恩宁，沈正康，王敏，甘卫军，乔学军，孟国杰，李铁明，陶玮，杨永林，程佳，李鹏．2008．基于GPS资料约束反演川滇地区主要断裂现今活动速率．中国科学（D辑），38（5）：582–597

王一刚，文应初，洪海涛，夏茂龙，张静，宋蜀筠，刘划一．2006．四川盆地及邻区上二叠统—下三叠统海槽的深水沉积特征．石油与天然气地质，27（5）：702–714

王一刚，文应初，张帆，杨雨，张静．1998．川东地区上二叠统长兴组生物礁分布规律．天然气工业，18（6）：10–15

王宗起，陈海泓，李继亮，郝杰，赵越，韩芳林，郝俊武．1999．南秦岭西乡群放射虫化石的发现及其地质意义．中国科学（D辑），29（1）：38–44

王宗起，王涛，闫臻，闫全人．2002．秦岭晚古生代弧前增生的背驮型盆地体系．地质通报，21（8–9）：456–464

王宗秀，许志琴，杨天南，郝美英．1996．川西鲜水河断裂带变形机制研究——一个浅层次高温韧性平移剪切带．中国区域地质，3：244–251

魏国齐，陈更生，杨威，杨雨，胡明毅，张林，吴世祥，金惠，沈珏红．2004．川北下三叠统飞仙关组"槽台"沉积体系及演化．沉积学报，22（2）：254–260

魏国齐，陈更生，杨威，杨雨，贾东，张林，肖安成，陈汉林，吴世祥，金惠，沈珏红．2006．四川盆地北部开江—梁平海槽边界及特征初探．石油与天然气地质，27（1）：99–105

魏国齐，贾承造，李本亮．2005．我国中西部前陆盆地的特殊性和多样性及其天然气勘探．高效地质学报，11（4）：552–557

魏显贵，杜思清，刘援朝，吴德超．1997．米仓山推覆构造的结构样式及演化特征．矿物岩石，17（增刊）：114–122

闻学泽．2000．四川西部鲜水河—安宁河—则木河断裂带的地震破裂分段特征．地震地质，22（3）：239–249

沃玉进，肖开华，周雁，杨志强．2006．中国南方海相层系油气成藏组合类型与勘探前景．石油与天然气地质，27（1）：11–16

吴德超，魏显贵，杜思清，刘援朝，邓明森，何政伟．1998．米仓山叠加型推覆构造

几何结构及演化．矿物岩石，18（增刊）：16–20

吴根耀，王晓鹏，钟大赉，聂泽同，梁定益，何馥香．2000．川滇藏交界区二叠纪—早三叠世的两套弧火山岩．地质科学，35（3）：350–362

吴根耀．2006．藏东碧土地区古特提斯主洋盆中的亚速尔型洋岛玄武岩．地质通报，25（7）：772–781

吴根耀．2005．造山带古地理学——在盆地构造古地理重建中的若干思考．古地理学报，7（3）：405–416

吴海威，张连生，嵇少丞．1989．红河—哀牢山断裂带——喜山期陆内大型左行走滑剪切带．地质科学，1：1–8

吴堑虹．2001．裂变径迹方法在大地构造学中的一些应用．地质地球化学，29（1）：83–89

吴珍汉，叶培盛，赵文津，Barosh P J，胡道功．2007．东昆仑南部晚新生代逆冲推覆构造系统．地质通报，24（6）：448–456

夏文杰，杜森官，徐新煌，毕治国，殷继成，李世麟，张长俊，伊海生．1994．中国南方震旦纪岩相古地理与成矿作用．北京：地质出版社，1–109

向宏发，虢顺民，张晚霞，韩竹军，张秉良，万景林，董兴权，陈立春．2007．红河断裂带南段中新世以来大型右旋位错量的定量研究．地震地质，29（1）：34–50

向宏发，韩竹军，貌顺民，陈立春，张晚霞．2004．红河断裂带大型右旋走滑运动定量研究的若干问题．地球科学进展，19（增刊）：56–59

向宏发，万景林，韩竹军，虢顺民，张晚霞，陈立春，董兴权．2006．红河断裂带大型右旋走滑运动发生时代的地质分析与 FT 测年．中国科学（D 辑），36（11）：977–987

肖开华，沃玉进，周雁，田海芹．2006．中国南方海相层系油气成藏特点与勘探方向．石油与天然气地质，27（3）：316–325

熊绍柏，滕吉文，尹周勋，赖明惠，黄一平．1986．攀西构造带南部地壳与上地幔结构的爆破地震研究．地球物理学报，29（3）：235–244

胥颐，刘建华，刘福田，郝天珧，江为为．2003．哀牢山—红河断裂带及其邻区的地壳上地幔结构．中国科学（D 辑），33（12）：1202–1208

徐国盛，袁海锋，马永生，刘树根，蔡勋育，王国芝，盘昌林．2007．川中—川东南地区震旦系—下古生界沥青来源及成烃演化．地质学报，81（8）：1143–1152

徐克定．2000．中国南方大陆岩石圈结构分析．海相油气地质，5（3–4）：31–46

徐佩芬，孙若昧，刘福田，王清晨，从柏林．1999．扬子板块俯冲、断离的地震层析

成象证据．科学通报，44（15）：1658–1661

徐强，潘桂棠，江新胜．2003．松潘—甘孜带：是弧前增生还是弧后消减？23（2）：27–31

徐锡伟，闻学泽，陈桂华，于贵华．2008．巴颜喀拉地块东部龙日坝断裂带的发现及其大地构造意义．中国科学（D 辑），38（5）：529–542

徐锡伟，闻学泽，郑荣章，马文涛，宋方敏，于贵华．2003．川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源．中国科学（D 辑）：地球科学，33（增刊）：151–162

徐政语，林舸，刘池阳，王岳军，郭锋．2004．从江汉叠合盆地构造形变特征看华南与华北陆块的拼贴过程．地质科学，39（2）：284–295

许士进，王汝成，沈渭洲，钟宏，陆建军，侯立伟，付小方，黄明华，杨杰东，王银喜，陶仙聪．1996．松潘—甘孜造山带中晋宁期花岗岩的 U–Pb 和 Rb–Sr 同位素定年及其大地构造意义．中国科学（D 辑），26（1）：52–58

许效松，刘宝珺，徐强，潘桂棠，颜仰基．1997．中国西部大型盆地分析及地球动力学．北京：地质出版社，1–168

许效松，徐强，潘桂棠，刘巧红，范影年．1996．中国南大陆演化与全球古地理对比．北京：地质出版社，1–161

许效松，尹福光，万方，谭富文．1999．楚雄盆地性质与沉积层序演化．岩相古地理，19（5）：1–11

许志琴，侯立玮，王宗秀，傅小方，黄明华．1992．中国松潘—甘孜造山带的造山过程．北京：地质出版社，1–190

许志琴，侯立玮，王宗秀．1992．中国松潘—甘孜造山带的造山过程．北京：地质出版社，1–190

许志琴，李海兵，杨经绥，陈文．2001．东昆仑山南缘大型转换挤压构造带和斜向俯冲作用．地质学报，75（2）：156–164

许志琴，李海兵，杨经绥．2006．造山的高原——青藏高原巨型造山拼贴体和造山类型．地学前缘，13（1）：1–17

许志琴，李化启，侯立炜，付小芳，陈文，曾令森，蔡志慧，陈方远．2007．青藏高原东缘龙门—锦屏造山带的崛起——大型拆离断层和挤出机制．地质通报，26（10）：1262–1276

许志琴，卢一伦，汤耀庆，Mattauer M，Matte P，Malavieille J，Tapponnier P，Maluski H．1986．东秦岭造山带的变形特征及构造演化．地质学报，60（3）：237–247

许志琴，杨经绥，姜枚，李海兵．1999．大陆俯冲作用及青藏高原周缘造山带的崛起．地学前缘，6（3）：139−151

许志琴，曾令森，杨经绥，李海兵，姜枚，金之钧，郑和荣，郭齐军．2004．走滑断裂、“挤压性盆－山构造”与油气资源关系的探讨．地球科学，29（6）：631−643

许志琴．1986．陆内俯冲及滑脱构造．地质论评，32（1）：79−89

闫全人，王宗起，刘树文，石玉若，李秋根，闫臻，王涛，王建国，张德会，张宏远．2006．青藏高原东缘构造演化的 SHRIMP 锆石 U−Pb 年代学框架．地质学报，80（9）：1285−1294

闫臻，俞良军，李继亮，边千韬，王宗起，杨永成．2007．松潘—若尔盖地区中—上三叠统沉积相组合特征．自然科学进展，17（2）：196−204

颜丹平，宋鸿林，田竞亚．1997．扬子地块西缘新生代造山作用与前陆盆地构造演化．四川地质学报，17（4）：246−252

杨逢清，王红梅，杨恒书，谢树成．1996．四川若尔盖唐克晚三叠世卡尼期侏倭组陆隆沉积环境分析．沉积学报，14（3）：56−63

杨逢清，殷鸿福，杨恒书，赖旭龙．1994．松潘甘孜地块与秦岭褶皱带、扬子地台的关系及其发展史．地质学报，68（3）：208−218

杨恒书，张凤岭，殷鸿福，赖旭龙，杨逢清．1996．西秦岭造山带演化与成矿．四川地质学报，16（1）：73−79

杨华．1986．青藏高原地球物理特征分析．物探与化探，10（5）：321−331

杨经绥，王希斌，史仁灯，许志琴，吴才来．2004．青藏高原北部东昆仑南缘德尔尼蛇绿岩：一个被肢解了的古特提斯洋壳．中国地质，31（3）：225−239

杨森楠．1989．华南裂陷系的建造特征和构造演化．地球科学，14（1）：29−36

杨晓平，蒋溥，宋方敏，梁小华，陈献程，邓忠文．1999．龙门山断裂带南段断错晚更新世以来地层的证据．地震地质，21（4）：341−345

杨振宇，Besse J．2000．四川盆地南缘早三叠世古地磁结果及其构造意义．地质科学，35（1）：77−82

杨宗让．2002．川西松潘—甘孜弧前盆地的形成及演化．沉积与特提斯地质，22（3）：53−59

姚建新，许志琴，杨经绥，纪占胜，武桂春．2004．祁连和秦岭地区寒武纪和奥陶纪古生物区系关系的探讨．古地理学报，6（3）：347−354

殷鸿福，杨逢清，黄其胜，杨恒书，赖旭龙．1992．秦岭及邻区三叠系．北京：中国

地质大学出版社，1−140

殷鸿福，张克信．1997．东昆仑造山带的一些特点．地球科学，22（4）：339−342

余成文，周铁明．1999．楚雄盆地云龙凹陷寒武纪—晚三叠世地层及有机地化特征．滇黔桂油气．12（4）：13−27

俞如龙，郝子文，侯立玮．1989．川西高原中生代碰撞造山带的大地构造演化．四川地质学报，9（1）：27−37

俞如龙．1996．龙门山—锦屏山新生代陆内造山带．见：骆耀南主编．扬子地台西缘陆内造山带地与矿产论文集．成都：四川科学技术出版社，1−12

喻学惠，莫宣学，苏尚国，董方浏，赵欣，王晨．2003．甘肃礼县新生代火山喷发碳酸岩的发现及意义．岩石学报，19（1）：105−112

喻学惠，赵志丹，莫宣学，周肃，朱德勤，王永磊．2005．甘肃西秦岭新生代钾霞橄黄长岩的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素定年及其地质意义．科学通报，50（23）：2638−2643

袁道阳，张培震，方小敏，王志才，宋春晖，郑德文．2007．青藏高原东北缘临夏盆地晚新生代构造变形及过程．地学前缘，14（1）：243−250

袁海华，张志兰．1994．龙门山冲断带西侧印支燕山期花岗岩类岩石年代学研究．见：罗志立主编．龙门山造山带的崛起和四川盆地的形成与演化．成都：成都科技大学出版社，330−337

袁玉松，马永生，胡圣标，郭彤楼，付孝悦．2006．中国南方现今地热特征．地球物理学报，49（4）：1118−1126

曾融生，林中洋，孙为国，胡鸿翔，毛桐恩，陈光英．1995．中国大陆莫霍界面深度图．地震学报，17（3）：322−327

曾宜君，黄思静，阙泽忠，熊昌利，郝雪峰，谢启兴，曾勤．2006．四川西部三叠系西康群地球化学特征与大地构造背景．沉积与特提斯地质，26（1）：22−29

翟光明，何文渊．2005．从区域构造背景看我国油气勘探方向．中国石油勘探，2：1−8

翟光明，宋建国，靳久强，高维亮．2002．板块构造演化与含油气盆地形成和评价．北京：石油工业出版社，1−461

翟明国，从柏林，乔广生，张儒瑗．1990．中国滇西南造山带变质岩的 Sm−Nd 和 Rb−Sr 同位素年代学．岩石学报，4：1−11

张宝民，张水昌，尹磊明，边立曾．2005．塔里木盆地晚奥陶世良里塔格型生烃母质生物．微体古生物学报，22（3）：243−250

张本仁，高山，张宏飞，韩吟文．2002．秦岭造山带地球化学．北京：科学出版社，1—188

张国伟，董云鹏，赖绍聪，郭安林，孟庆任，刘少峰，程顺有，姚安平，张宗清，裴先治，李三忠．2003．秦岭—大别造山带南缘勉略构造带与勉略缝合带．中国科学（D辑），33（12）：1121—1135

张国伟，郭安林，姚安平．2004．中国大陆构造中的西秦岭—松潘大陆构造结．地学前缘，11（3）：23—32

张国伟，孟庆任，赖少聪．1995．秦岭造山带的结构构造．中国科学（B辑），25（9）：994—1003

张国伟，孟庆任，刘少峰，姚安平．1997．华北地块南部巨型陆内俯冲带与秦岭造山带岩石圈现今三维结构．高校地质学报，3（2）：129—143

张国伟，孟庆任，于在平，孙勇，周鼎武，郭安林．1996．秦岭造山带的造山过程及其动力学特征．中国科学（D辑），26（3）：193—200

张宏飞，靳兰兰，张利，Nigel Harris，周炼，胡圣虹，张本仁．2005．西秦岭花岗岩类地球化学和Pb—Sr—Nd同位素组成对基底性质及其构造属性的限制．中国科学（D辑），35（10）：914—926

张洪荣，黄秀英．1993．四川阿坝—秀山地学断面．四川地质学报，13（2）：94—109

张季生，高锐，李秋生，王海燕，朱海华．2007．松潘—甘孜和西秦岭造山带地球物理特征及基底构造研究．地质论评，53（2）：261—266

张金亮，常象春，刘宝珺．2002．楚雄盆地上三叠统深盆气成藏条件研究．沉积学报，20（3）：469—476

张进江，钟大赉，桑海清，周勇．2006．哀牢山—红河构造带古新世以来多期活动的构造和年代学证据．地质科学，41（2）：291—310

张连生，钟大赉．1996．从红河剪切带走滑运动看东亚大陆新生代构造．地质科学，31（4）：327—340

张培震，邓起东，张国民，马瑾，甘卫军，闵伟，毛凤英，王琪．2003．中国大陆强震活动与活动块体．中国科学（D辑），33（增刊）：12—20

张培震，沈正康，王敏，甘卫军．2004．青藏高原及周边现今构造变形的运动学．地震地质，26（3）：367—377

张培震，徐锡伟，闻学泽，冉勇康．2008．2008年汶川8．0级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因．地球物理学报，51（4）：1066—1073

张培震，郑德文，尹功明，袁道阳，张广良，李传友，王志才．2006．有关青藏高原东北缘晚新生代扩展与隆升的讨论．第四纪研究，26（1）：5–13

张旗，周国庆．2001．中国蛇绿岩．北京：科学出版社，112–115

张渠，秦建中，范明，金聚畅，张志荣．2003．松潘—阿坝地区下古生界烃源岩评价．石油实验地质，25（增刊）：582–584

张水昌，张宝民，边立曾，金之钧，王大锐，张兴阳，高志勇，陈践发．2005．中国海相烃源岩发育控制因素．地学前缘，12（3）：39–48

张水昌，朱光有．2006．四川盆地海相天然气富集成藏特征与勘探潜力．石油学报，27（5）：1–8

张雪亭，王秉璋，俞建，王培俭，丁西岐，古凤宝，张显廷．2005．巴颜喀拉残留洋盆的沉积特征．地质通报，24（7）：613–620

张以茀，庞龙廉，李长利，陈国隆，徐忠杰．1997．可可西里—巴颜喀拉三叠纪沉积盆地的形成和演化．北京：地质出版社，1–136

张以茀．1994．青海及邻区地质构造演化初探．高原地震，6（3）：10–16

张毅，李勇，周荣军，Densmore A L，Richardson N J．2006．晚新生代以来青藏高原东缘的剥蚀过程：来自裂变径迹的证据．沉积与特提斯地质，26（1）：97–102

张渝昌，秦德瑜，丁道桂，单翔麟，徐旭辉．1989．扬子地区古生代盆地构造格架和油气关系的若干初步认识．石油实验地质，11（3）：205–218

张渝昌．1997．中国含油气盆地原型分析．南京：南京大学出版社，1–326

张岳桥，陈文，杨农．2004．川西鲜水河断裂带晚新生代剪切变形 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年及其构造意义．中国科学（D辑），34（7）：613–621

张岳桥，杨农，孟晖．2005．岷江上游深切河谷及其对川西高原隆升的响应．成都理工大学学报，32（4）：331–339

张志兰，张平，袁海华．1991．龙门山形成动力机制的地球化学信息．成都地质学院学报，18（1）：23–32

张中杰，白志明，王椿镛，吕庆田，滕吉文，李继亮，孙善学，王新征．2005．冈瓦纳型和扬子型地块地壳结构：以滇西孟连—马龙宽角反射剖面为例．中国科学（D辑），34（5）：387–392

张宗清，张国伟，唐索寒，张巧大，王进辉．2000．汉南侵人杂岩年龄及其快速冷凝原因．科学通报，45（23）：2567–2571

赵靖舟，李秀荣．2002．晚期调整再成藏塔里木盆地海相油气藏形成的一个重要特征．

新疆石油地质，23（2）：89–91

赵文智，何登发，宋岩，靳久强．1999．中国陆上主要含油气盆地石油地质基本特征．地质论评，45（3）：232–240

赵文智，何登发．2002．中国含油气系统的基本特征与勘探对策．石油学报，23（6）：1–11

赵文智，张光亚，何海清，王兆云．2002．中国海相石油地质与叠合含油气盆地．北京：地质出版社，1–360

赵文智，张光亚，王红军，王社教，汪泽成．2003．中国叠合含油气盆地石油地质基本特征与研究方法．石油勘探与开发，30（2）：1–8

赵永久，袁超，周美夫，颜丹平，龙晓平，李继亮．2007．川西老君沟和孟通沟花岗岩的地球化学特征、成因机制及对松潘—甘孜地体基底性质的制约．岩石学报，23（5）：995–1006

赵友年，姚武员，姚学良．1989．雀儿山岩体与高贡岩体之错位及地震地质意义．四川地质学报，9（3）：37–42

赵宗举，朱琰，李大成，俞广，杨树峰，陈汉林．2002a．中国南方构造形变对油气藏的控制作用．石油与天然气地质，23（1）：19–25

赵宗举，朱琰，杨树峰，王根海，徐云俊，冯加良，邓红婴．2002b．残留盆地油气系统研究方法——以中国南方中、古生界海相地层为例．地质学报，76（1）：124–137

郑德文，张培震，万景林，李传友，曹继秀．2003．青藏高原东北边缘晚新生代构造变形的时序一临夏盆地碎屑颗粒磷灰石裂变径迹记录．中国科学（D辑），33（增刊）：190–198

郑德文，张培震，万景林，李大明，王非，袁道阳，张广泉．2004．西秦岭北缘中生代构造活动的FT热年代学证据．岩石学报，20（3）：697–706

郑德文，张培震，万景林，袁道阳，张广良，李传友．2005．六盘山盆地热历史的裂变径迹证据．地球物理学报，48（1）：157–164

郑荣才，戴朝成，朱如凯，翟文亮，高红灿，耿威．2009．四川类前陆盆地须家河组层序—岩相古地理特征．地质论评，55（4）：484–495

中国国土资源航空物探遥感中心．2000．中国及其毗邻海域航空磁力△T异常图，中国及其毗邻海域航磁△T上延20km异常场图（1：5000000）

钟大赉，丁林，刘福田，刘建华，张进江，季建清，陈辉．2000．造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例．中国科学（D辑），30（增

刊)：1−8

钟大赉，丁林．1996．青藏高原隆起过程及其机制探讨．中国科学（D辑)，26（4)：289−295

钟大赉主编．1998．滇川西部古特提斯造山带．北京：科学出版社，1−232

钟锴，徐鸣洁，王良书，贾东，魏国齐．2004．川西两期前陆盆地南北两段构造演化的地球物理特征．石油学报，25（6)：29−37

钟锴，徐鸣洁，王良书，刘绍文，丁增勇．2005．川滇地区重力场特征与地壳变形研究．高校地质学报，11（1)：111−117

周建波，郑永飞，李龙，谢智．2001．扬子板块俯冲的构造加积楔．地质学报，75（3)：338−352

周名魁，王汝植，李志明，袁鄂荣，何原相，杨家騄，胡昌铭，熊代全，楼雄英．1993．中国南方奥陶纪—志留纪岩相古地理与成矿作用．北京：地质出版社，1−102

周荣军，李勇，Densmore A L，Ellis M A，何玉林，王凤林，黎小刚．2006．青藏高原东缘活动构造．矿物岩石，26（2)：40−51

朱介寿，蔡学林，曹家敏，严忠琼．2006．中国及相邻区域岩石圈结构及动力学意义．中国地质，33（4)：793−803

朱同兴，黄志英．1999．盆山转换与沉积地质记录——以楚雄前陆盆地分析为例．岩相古地理，1−15

庄忠海．1988．四川盆地雅安地区白垩系至下第三系古地磁研究．物探与化探，3：224−228

邹光富，陈永明．2001．扬子地台西缘北段震旦系露头层序地层学研究．四川地质学报，21（3)：133−13